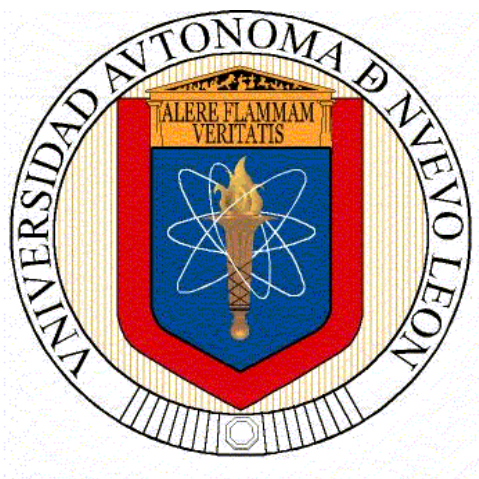


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



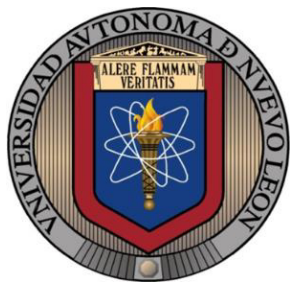
TESIS

**MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO DE LA ZONA DEL
SILENCIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.**

**QUE PRESENTA
GEMMA GABRIELA TREVIÑO VILLARREAL**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

SEPTIEMBRE 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

**MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO DE LA ZONA DEL
SILENCIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO.**

QUE PRESENTA

GEMMA GABRIELA TREVIÑO VILLARREAL

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR
AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo. DEL DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. VSEVOLOD YUTSIS

LINARES, NUEVO LEÓN

SEPTIEMBRE DE 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS
**MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO DE LA ZONA DEL
SILENCIO EN EL CENTRO-NORTE DE MÉXICO**

QUE PRESENTA

GEMMA GABRIELA TREVIÑO VILLARREAL

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. DEL COMITÉ DE TITULACIÓN

DR. VSEVOLOD YUTSIS
Director de Titulación

DR. COSME POLA SIMUTA
Co-Director de Titulación
LINARES, NUEVO LEÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
Co-Director de Titulación
SEPTIEMBRE DE 2015

LINARES, NUEVO LEÓN,

SEPTIEMBRE DE 2015

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

Gemma Gabriela Treviño Villarreal

Septiembre del 2015

DEDICATORIA

A mi príncipe, **Santos Valdez Treviño**, eres mi más grande motivación, eres quién me da el impulso a ser mejor cada día, con una simple sonrisa me alegras la existencia.

A mi esposo **Juan Valdez Ambriz**, por demostrarme que siempre contaré con su apoyo, por jamás dejarme sola... por su amor.

A mi Madre la **Sra. Esperanza Villarreal Hernández**, por todo el amor y cariño que me ha dado y me ha hecho sentir, por comprenderme, entenderme y apoyarme en todas y cada una de mis decisiones. Porque con toda esa sabiduría y amor que nos ha inculcado a mis hermanas y a mí, es que nos ha hecho crecer como personas y nos ha enseñado a luchar por todas nuestras metas y sueños. Es una gran mujer y Señora, título que se ha ganado a pulso con el ejemplo de vida que nos ha dado; le agradezco infinitamente a Dios el haberle escogido a usted para ser tanto para mis hermanas y para mí, nuestra Madre; gracias por todas sus palabras, caricias, besos, abrazos, lagrimas, plegarias, gracias por hacernos saber cada instante que lo más importante para usted somos nosotras, sus hijas, gracias por los regaños que nos hicieron pensar y recapacitar de lo que es bueno y malo... pero principalmente gracias por ser MI MADRE.

A mi padre el **Sr. Ciro Treviño Torres**, por el ejemplo de lucha que nos ha inculcado, por tener siempre tiempo para mí, gracias por nunca dejarme sola cuando lo necesito, por siempre encontrar la manera de ayudarme, por esas palabras de aliento y guiarme cuando vi un camino oscuro, gracias por ese enorme esfuerzo que ha hecho para que salgamos adelante en el ámbito escolar... Gracias.

A mis hermanas **Esmeralda y Ruby Treviño Villarreal**, gracias a las dos por su amor, apoyo y comprensión en todas mis decisiones, por estar siempre a mi lado impulsándome para alcanzar mis metas, gracias por la paciencia que me han tenido todos estos años y por todos los momentos hermosos que hemos vivido, gracias por ser las mejores hermanas del mundo.

A mi abuelita la **Sra. Ma. Teresa Hdz. Sánchez**, ya que es un eslabón muy importante en mi vida, por su amor y apoyo, ya que jamás me dejó sola, no solo para la terminación de mi carrera, si no siempre está a mi lado formándome para la vida.

A mis abuelos a la **Sra. Dolores Torres y Ciro Treviño Barrón**, por su incondicional apoyo, y amor, por estar al pendiente de mí, y de mi carrera.

A mi tía la **Sra. Blanca Estela De León Treviño**, por su infinito apoyo, amor y paciencia por estar a mi lado siempre.

Gemma Gabriela Treviño Villarreal

AGRADECIMIENTOS

A mi *alma máter* la Universidad Autónoma de Nuevo León y a la Facultad de Ciencias de la Tierra, donde me he formado académicamente.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada para la realización de mis estudios de maestría. Del mismo modo, este trabajo de tesis fue realizado gracias al apoyo del el **Proyecto CONACYT 129550. "Evolución terciaria de cuencas continentales del norte de México: controles tectónicos heredados, pulsos de deformación, magmatismo y registro bioestratigráfico. Continuación"**. A cargo del Dr. José Jorge Aranda Gómez.

Infinitas gracias a mí Director de Tesis, al **Dr. Vsevolod Yutsis** por su incondicional apoyo y ayuda en el desarrollo de este trabajo, por ser mi **MAESTRO**.

Gracias al **Dr. Gabriel Chávez Cabello**, por aceptar formar parte de mi comité de revisión, por sus consejos, comentarios y observaciones, que enriquecieron este trabajo de tesis.

Al **Dr. Cosme Pola Simuta**, por formar parte de mi comité de revisión, por sus observaciones para mejorar este trabajo de tesis.

Al todo el personal docente, administrativo y de intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra. A los profesores que compartieron sus conocimientos durante las clases en el posgrado: Dres. Fernando Velasco, Juan Carlos Montalvo, Sóstenes Méndez, Yolanda Pichardo, Javier Aguilar y Carlos Aguilar.

Contenido

RESÚMEN	XVI
ABSTRACT	XVII
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.2.1 Objetivo General.....	2
1.2.2 Objetivos Particulares	2
1.2.3 Metas.....	2
1.3 METODOLOGÍA	3
1.3.1 Fuentes de Información	4
1.4 LOCALIZACIÓN	6
CAPÍTULO 2. MARCO TÉCTONICO REGIONAL.....	7
2.1.1 Introducción	7
2.1.2 Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano.....	7
2.1.2 Sierra Madre Occidental	12
2.1.3 Provincia extensional Basin and Range.....	15
2.2 PRINCIPALES FALLAS REGIONALES EN EL NORTE DE MÉXICO	22
2.2.1 Falla Mojave-Sonora.....	22
2.2.2 Falla San Marcos	26
2.2.3 Falla La Babia y otros lineamientos	28

2.3.GEOLOGÍA LOCAL	29
2.3.1 Estratigrafía.....	29
2.4 PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS.....	33
CAPÍTULO 3. MÉTODOS POTENCIALES	33
3.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	33
3.1.1 Introducción	33
3.1.2 PRINCIPIOS DE LA PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA.....	33
3.1.2.1 Aceleración de la Gravedad	34
3.1.2.2 Potencial de Gravedad	34
3.1.3 PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS.....	35
3.1.3.1 Densidad	35
3.1.3.2 Porosidad	35
3.1.4 GRAVEDAD DE LA TIERRA	37
3.1.4.1 Elipsoide de Referencia y Fórmulas de Gravedad Normal.....	37
3.1.5 ANOMALIAS Y CORRECCIONES DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	38
3.1.5.1 Anomalías de Gravedad.....	38
3.1.5.2 Correcciones Gravimétricas.....	39
3.1.5.3 Efecto de Cuerpos Gravimétricos Simples	43
3.2 MÉTODO MAGNÉTICO	44
3.2.1 Introducción	44
3.2.2 PRINCIPIO DEL MÉTODO MAGNÉTICO	45

3.2.2.1 Polos, dipolos y magnetización	46
3.2.2.2 Unidades de la Intensidad Magnética	47
3.2.3 CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA.....	48
3.2.3.1 Componentes del campo Geomagnético.....	49
3.2.3.2 Variación del Campo Geomagnético	50
3.2.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS	51
3.2.4.1 Magnetización de las rocas	51
3.2.4.2 Magnetismo Remanente	53
3.2.4.3 Susceptibilidad de rocas y minerales	53
3.2.5 REDUCCIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS	54
3.2.5.1 Determinación del Campo Magnético Total (CMT) y Anomalía Magnética (Δ CMT).....	55
3.2.5.2 Reducciones analíticas para el CMT y Δ CMT	56
3.2.5.3 Aeromagnetometría.....	60
CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS	59
4.1 GRAVIMETRÍA	59
4.1.1 Anomalías Gravimétricas.	59
4.1.2 Primeras y segundas derivadas	64
4.2 INTERPRETACIÓN	67
4.2.1 Dominios y Lineamientos Gravimétricos	69
4.3 AEROMAGNETOMETRÍA.....	72

4.3.1 Anomalías Aeromangéticas	72
4.3.2 Filtros	73
4.3.3 Continuación ascendente y Primeras derivadas	75
4.4 INTERPRETACIÓN	77
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	83
5.1 CONCLUSIONES	83
5.1 RECOMENDACIONES	84
BIBLIOGRAFÍA	85

Índice de Figuras

FIGURA 1. DIAGRAMA DE IDENTIFICACIÓN DE LOS MAPAS AEROMAGNÉTICOS ADQUIRIDOS PARA ESTE TRABAJO.....	5
FIGURA 2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DEL SILENCIO, EN LA FRONTERA ENTRE LOS ESTADOS DE CHIHUAHUA, COAHUILA Y DURANGO ESCALA 1:10,000 (INEGI, 2013).	7
FIGURA 3. LOCALIZACIÓN DE LOS SECTORES CON DISTINTO ESTILO ESTRUCTURAL Y PORCENTAJE DE ACORTAMIENTO QUE CONFORMAN A LA SIERRA MADRE ORIENTAL DE MÉXICO (EGUILUZ ET AL., 2000).	10
FIGURA 4. ESQUEMA TECTÓNICO DE MÉXICO MOSTRANDO LA EXTENSIÓN DEL TERCIARIO (TOMADO DE HENRY Y ARANDA-GÓMEZ, 2000 Y FERRARI ET AL., 2002), LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE LA SMO Y LA CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LAS PLACAS. FVTM: FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA.	13
FIGURA 5. EXTENSIÓN GEOGRÁFICA DE LOS CONJUNTOS ÍGNEOS QUE CONFORMAN LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL. LA EXTENSIÓN DE LOS CONJUNTOS DEL CRETÁCICO-EOCENO ESTÁ EN PARTE INFERIDA DEBIDO A LA EXTENSA CUBIERTA DE LAS IGNIMBRITAS DEL OLIGOCENO Y MIOCENO TEMPRANO. GDL: GUADALAJARA (FERRARI ET AL., 2005).	15
FIGURA 6. DISTRIBUCIÓN DE LA PORCIÓN SUR DEL BASIN AND RANGE EN EL SW DE EUA Y EL NORTE DE MÉXICO, DONDE SE MUESTRAN ÁREAS QUE EXPERIMENTARON EXTENSIÓN ENE ENTRE (~13 Y 5.5 MA; ADAPTADA DE HENRY Y ARANDA-GÓMEZ, 2000). AZ=ARIZONA; NM= NUEVO MÉXICO; RGR= <i>RIFT</i> RÍO GRANDE; SO=SONORA; SSU=SIERRA SANTA ÚRSULA; Y=CUENCA DEL RÍO YAQUI; C=CHIHUAHUA; T=TRANS-PECOS TEXAS; L=LORETO; SI=SINALOA; RCO=GRABEN DE RIO CHICO-OTINAPA; LE= CAMPO VOLCÁNICO LOS ENCINOS; N=NAYARIT; SR=SANTA ROSA; GU=GUANAJUATO; SMA=SAN MIGUEL DE ALLENDE; J=BLOQUE DE JALISCO.(RAMÍREZ PEÑA, 2012).....	17

FIGURA 7. MAPA TECTÓNICO DE LA PARTE NORTE DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL, CON INDICACIÓN DE LA ORIENTACIÓN Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN EXTENSIONAL (FERRARI ET AL., 2005).	19
FIGURA 8. MAPA TECTÓNICO DE LA PARTE CENTRAL DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL CON INDICACIÓN DE LA ORIENTACIÓN Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN EXTENSIONAL (TOMADA DE FERRARI ET AL., 2005).....	20
FIGURA 9. MAPA TECTÓNICO DE LA PARTE SUR DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL CON INDICACIÓN DE LA ORIENTACIÓN Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN EXTENSIONAL (TOMADA DE FERRARI ET AL., 2005).....	22
FIGURA 10. DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS CENOZOICAS Y LOCALIZACIÓN DE LAS FALLAS REGIONALES EN EL NORTE DE MÉXICO: ZONA DE FALLA TORREÓN-MONTERREY (CSERNA, 1970), FALLA LA BABIA (CHARLESTON, 1974, 1981), MEGACIZALLA MOJAVE-SONORA, MEGACIZALLA WALPER (LONGORIA, 1984), FALLA SAN MARCOS (MCKEE ET AL., 1984,1990; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986), CIZALLA PLOMOSAS (HENNINGS, 1994) Y FALLAS JUÁREZ (A), ALMAGRE (B) Y CABALLO (C) (EGUILUZ DE ANTUÑANO, 1984). ARANDA GÓMEZ ET AL. (2005) Y HENNINGS (1994).	24
FIGURA 11. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DEL SILENCIO, EN LA FRONTERA DE CHIHUAHUA, COAHUILA Y DURANGO (TOMADA DE CARTA GEOLÓGICA G13-6 TLAHUALILO DE ZARAGOZA DEL SGM).....	31
FIGURA 12. COLUMNA LITOLÓGICA DE LA ZONA DEL SILENCIO. (CARTA G13-6 TLAHUALILO DE ZARAGOZA DEL SGM.).....	32
FIGURA 13. DEFINICIÓN DE POROSIDAD (SCHÖN, 2004).....	36
FIGURA 14. REPRESENTACIÓN DEL VECTOR DE GRAVEDAD OBSERVADO, CORREGIDO AL GEOIDE G Y EL CORRESPONDIENTE Γ VALOR TEÓRICO SOBRE EL ELIPSOIDE.....	39
FIGURA 15. COMPARACIÓN DEL ELIPSOIDE DE REFERENCIA CON EL GEOIDE, EL GEOIDE SE VE AFECTADO POR LOS CAMBIOS DE MASAS, YA SEA EN ÁREAS MONTAÑOSAS O EN EL	

OCÉANO, MIENTRAS QUE EL ELIPSOIDE SE MANTIENE CONSTANTE YA QUE ES UNA SUPERFICIE MATEMÁTICA (TELFORD ET AL., 1990).....	41
FIGURA 16. . LA FUERZA DEL POLO DEL IMÁN ES LA MISMA QUE LA DE LOS DIPOLOS CONSTITUYENTES, PERO SU MOMENTO MAGNÉTICO ES IGUAL A SU LONGITUD MULTIPLICADA POR LA FUERZA DEL POLO.....	47
FIGURA 17. CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA..	48
FIGURA 18. COMPONTE VECTORIALES DEL CAMPO MAGNÉTICO..	49
FIGURA 19. ORIENTACIÓN DE LOS MOMENTOS MAGNÉTICOS DE LOS MINERALES. A) DIAMAGNÉTICOS; B) PARAMAGNÉTICOS; C) FERROMAGNÉTICOS; D) ANTIFERROMAGNÉTICOS; E) FERRIMAGNÉTICOS.	52
FIGURA 20. ANOMALÍA DE AIRE LIBRE DE LA ZONA DEL SILENCIO.	60
FIGURA 21. ANOMALÍA DE BOUGUER COMPLETA MÁS MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN.	61
FIGURA 22. ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA REGIONAL.	63
FIGURA 23. ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA RESIDUAL (POLINOMIO DE 2 GRADO).	64
FIGURA 24. MALLA UTILIZADA PARA EL CÁLCULO DE LAS SEGUNDAS DERIVADAS POR EL MÉTODO DE ELKINS (CANTOS, 1987).	65
FIGURA 25. MAPA GRAVIMÉTRICO DE PRIMERA DERIVADA HORIZONTAL.....	66
FIGURA 26. MAPA GRAVIMÉTRICO DE PRIMERA DERIVADA VERTICAL.	67
FIGURA 27. MAPA GRAVIMÉTRICO CON CLASIFICACIÓN DE DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS.....	70
FIGURA 28. MAPA GRAVIMÉTRICO 2D Y 3D COMO INDICADOR DE TOPOGRAFÍA DE BASAMENTO. SE MUESTRAN DOS SISTEMAS DE FALLAS NNW-SSE (LÍNEA NEGRA DISCONTINUA).....	71
FIGURA 29. MAPA DE LAS ANOMALÍAS CAUSADAS POR EL CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL..	73

FIGURA 30. MAPA DE ANOMALÍAS DEL CAMPO MAGNÉTICO REDUCIDO A POLO.....	75
FIGURA 31. PRIMERA DERIVADA HORIZONTAL DE LA REDUCCIÓN AL POLO, ASCENDIDA A 250 M.....	76
FIGURA 32. PRIMERA DERIVADA VERTICAL DE LA REDUCCIÓN AL POLO, ASCENDIDA A 250 M.....	77
FIGURA 33. MAPA AEROMAGNÉTICO CON ESTUCTURRAS MAYORES. (SGM, 2013 CHÁVEZ CABELLO ET AL. 2005.).....	78
FIGURA 34. MAPA AEROMAGNÉTICO CON CLASIFICACIÓN DE DOMINIOS MAGNÉTICOS.	82

Índice de Tablas

TABLA 1. VALORES DE SUSCEPTIBILIDADES MAGNÉTICAS PARA LOS DIFERENTES TIPOS DE ROCAS EN LA ZONA DEL SILENCIO. (TELFORD ET AL., 1990 DETERMINACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE MUESTRAS EN CAMPO Y EN LABORATORIO).	33
TABLA 2. DENSIDADES DE LAS ROCAS MÁS COMUNES (TELFORD, ET AL, 1990 DETERMINACIÓN LA DENSIDAD DE MUESTRAS EN LABORATORIO).....	34
TABLA 3. MUESTRA LOS MÉTODOS DE TRANSFORMACIÓN DE DATOS PARA UN ANÁLISIS MÁS DETALLADO EN PROSPECCIÓN MAGNÉTICA (MARES, 1984).	57

RESUMEN

En la presente tesis, partiendo de un análisis cualitativo de mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de La Zona del Silencio, localizada al Centro-Norte de México, en la frontera entre los estados de Chihuahua, Coahuila y Durango, en el margen oeste del bloque de Coahuila, con el propósito de encontrar una relación entre los datos geofísicos obtenidos y las estructuras geológicas que se encuentran a lo largo del área de estudio se propuso un modelo que explica el origen de los rasgos geológicos-geofísicos superficiales y profundos.

Dicho análisis se realizó a partir del procesamiento e interpretación de los mapas de anomalías tanto gravimétricas como magnéticas. Con los datos gravimétricos obtenidos del International Gravimetric Bureau se generaron mapas de anomalías de Aire Libre y de Bouguer Completa. Con el procesamiento de los datos se elaboraron mapas de las componentes Regional, Residual y Primeras Derivadas. Los datos aeromagnéticos fueron obtenidos del Servicio Geológico Mexicano, con los cuales se generaron mapas de Reducción al Polo y Residual. Complementando con un Modelo Digital de Elevaciones (DME), combinado con la revisión de los estudios geológicos previos se hicieron correlaciones con estructuras superficiales y bloques de basamento profundos de la zona.

Dentro del área de investigación se observó una clara diferencia estructural entre basamento cristalino y relleno sedimentario. La dirección del campo gravimétrico es generalmente NNW-SSE y refleja la estructura del basamento. En los mapas de anomalías gravimétricas residuales se observó una tendencia regional con una orientación preferencial NNW-SSE, la cual se asocia con la provincia extensional de Cuencas y Sierras.

Las anomalías magnéticas presentan una orientación principal WNW-ESE, las cuales se relacionan con la fábrica de basamento definida con el fallamiento profundo de edad Pérmico-Triásico-Jurásico de orientación WNW-ESE.

ABSTRACT

The present thesis make the qualitative analysis of the Silencio Area that's located Center-North of Mexico, on the border between the states of Chihuahua, Coahuila and Durango, In the western part of the block Coahuila, with the purpose to find relation between geophysical obtained data and the geologic structures that are found along the study area.

This analysis was done from the acquisition, processing and interpretation of gravimetric and magnetic anomalies maps. With gravimetrical data obtained from the International Gravimetric Bureau, there were generated Free Air and Complete Bouguer anomalies maps. By processing data, there were elaborated maps of Regional and Residual component and First Derivate; meanwhile the aeromagnetic data was obtained from the Servicio Geologico Mexicano, which generated Residual and Reduction to Pole maps. Complementing with a model Digital elevations (DME) that combined with the review of previous geological studies helped us to compare the surface structures and blocks of basement for this area.

A clear structural difference between crystalline basement and sedimentary filling is observed within the research area. The direction of the gravimetric field is generally NNW-SSE and reflects

The structure of the basement. Maps of residual gravity anomalies shows a regional trend with a preferential orientation NNW-SSE, which may be associated this trend with NNW-SSE direction of extensional basin and range province.

The magnetic anomalies present guidance main of WNW - ESE, and which relate to the basement factory defined with deep faulting of a WNW - ESE direction Permian-Triassic-Jurassic age.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es una aportación geofísica para el **Proyecto CONACYT 129550. "Evolución terciaria de cuencas continentales del norte de México: controles tectónicos heredados, pulsos de deformación, magmatismo y registro bioestratigráfico (Continuación)"**. La prospección geofísica con métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) es de gran utilidad para detectar estructuras de gran profundidad como zonas de fallas, cálculo de espesores sedimentarios, búsqueda de yacimientos minerales en el subsuelo y también nos proporciona información acerca de la profundidad de las rocas que pertenecen al basamento cristalino, con lo cual se puede determinar la extensión de cuencas sedimentarias ubicadas por encima del basamento.

Los mapas gravimétricos y magnéticos son producto de una serie de procesos analíticos de reducción de datos, los cuales nos ayudan a visualizar la información necesaria para una interpretación que represente con más exactitud las estructuras del subsuelo.

La interpretación gravimétrica y magnética se divide en cualitativa y cuantitativa. La interpretación cualitativa determina las anomalías existentes en una zona y su probable relación con estructuras geológicas como: zonas de fracturas, pliegues, cuerpos minerales, etc. Por otro lado, la cuantitativa determina el volumen, masa y profundidad de los cuerpos (Cantos, 1987).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Establecer la relación entre datos geofísicos y estructuras geológicas de la Zona del Silencio, mediante un análisis de datos magnéticos y gravimétricos, realizando una interpretación cualitativa de los resultados.

1.2.2 Objetivos Particulares

- Obtención de los datos gravimétricos y magnéticos.
- Procesar, corregir e interpretar los datos geofísicos.
- Analizar información geológica y geofísica del área de estudio.
- Generar gráficas y mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas.
- Realizar una interpretación cualitativa de los datos geofísicos.

1.2.3 Metas

- Definir lineamientos preferenciales en el área de estudio, a partir de datos geofísicos y mapas geológicos.
- Elaborar un mapa de bloques Tectono-Estructural a partir de lineamientos estructurales y anomalías geofísicas en el área de estudio.
- Proponer un modelo geológico-geofísico que interprete los rasgos estructurales con las anomalías geofísicas identificadas.

1.3 METODOLOGÍA

La metodología que se utilizó para llegar a las metas postuladas se puede reducir a dos etapas principales, las cuales se describen a continuación:

Etapas I

- Recopilación bibliográfica de trabajos regionales relacionados con el área de estudio para comprender el contexto geológico de la zona.
- Obtención de datos gravimétricos y magnéticos.
- Adquisición de datos aeromagnéticos: Servicio Geológico Mexicano (SGM) así como levantamiento de datos magnetométricos en campo.
- Modelo Digital de Elevación: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).
- Adquisición de datos gravimétricos: A través de la base datos del *International Gravimetric Bureau* así como levantamiento de datos gravimétricos en campo.

Etapas II

- Corrección y procesamiento de datos gravimétricos.
- Análisis de cartas aeromagnéticas.
- Generación de mapas gravimétricos y magnéticos.
- Interpretación de datos y escritura de tesis.

1.3.1 Fuentes de Información

El estudio del campo magnético de la Tierra basado en datos satelitales y aeromagnéticos, ha sido utilizado para evaluar y analizar rasgos característicos de la corteza terrestre. Debido a la altitud de observación de estos datos (4.5 km para los datos satelitales y 0.3 km para datos aeromagnéticos) los efectos que se originan en el límite de la Corteza-Manto o bien en lo más profundo de la corteza continental pueden ser analizados.

Para la elaboración de este trabajo, se utilizaron datos de los levantamientos aeromagnéticos realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año de 1998, escala 1:50,000, con un vuelo de 300 m de altura sobre el nivel del terreno y una separación entre las líneas de 1000 m. En la adquisición se utilizó un magnetómetro Geometrics G-228 con una sensibilidad de 0.001 nT (nanoteslas), y un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 como estación base con una sensibilidad de 0.01 nT.

Los datos fueron adquiridos en forma digital y corresponden a las cartas magnéticas G13-B54 (Carrillo), G13-B55 (El cinco), G13-B64 (La flor), G13-B65 (Sierra Zapatero), G13-B74 (Las tortugas) y G13-B75 (Córdoba), distribuidas según se muestra en la Figura 1.

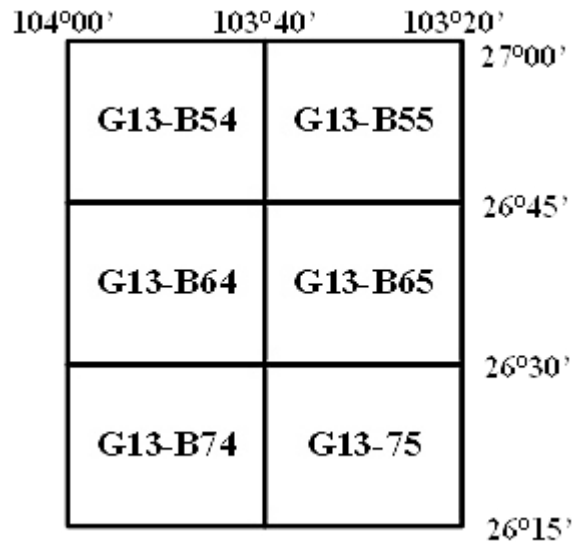


Figura 1. Diagrama de identificación de los mapas aeromagnéticos adquiridos para este trabajo.

La información que se utilizó para el Modelo Digital de Elevación (MDE) se obtuvo del INEGI, los MDE que genera el INEGI tienen una escala 1: 50,000, donde los valores de altitud son en unidades enteras de metro y están referidos al nivel medio del mar, con base en el Datum Vertical para Norteamérica de 1929 (NAVD29). El espaciamiento (resolución espacial) entre las intersecciones de la retícula de elevaciones es de 50 metros en las dos direcciones; es decir, la retícula forma una cuadrícula regular de 50x50 metros de lado.

Los datos gravimétricos fueron obtenidos del *International Gravimetric Bureau* (BGI). La información gravimétrica recolectada permitió establecer un total de 291 estaciones gravimétricas, entre las coordenadas de longitud 103° 30' W - 104° 00' W y 26° 15' N - 27° 00' N de latitud, correspondientes al límite del área de estudio. Se elaboró una interpolación de los datos utilizando el método de mínima curvatura, este método genera la superficie más suavizada posible tratando de mantener los valores interpolados tan próximos a los datos como sea posible. La ondulación del geoide se basó en el modelo oficial gravitacional de la Tierra (EGM-2008), el cual proporciona el valor de la separación

del geoide (distancia entre el geoide y el elipsoide) a la latitud actual, posición GPS de longitud.

1.4 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la conocida Zona del Silencio, en la frontera entre los estados de Chihuahua, Coahuila y Durango, en la parte oeste del bloque Coahuila, entre los meridianos $103^{\circ} 15'$ a $104^{\circ} 00'$ de longitud oeste y paralelos $26^{\circ} 15'$ a $26^{\circ} 55'$ de latitud norte, se localiza a aproximadamente 180 km al noroeste del complejo urbanístico de Torreón-Gómez Palacio-Lerdo (Figura 2).

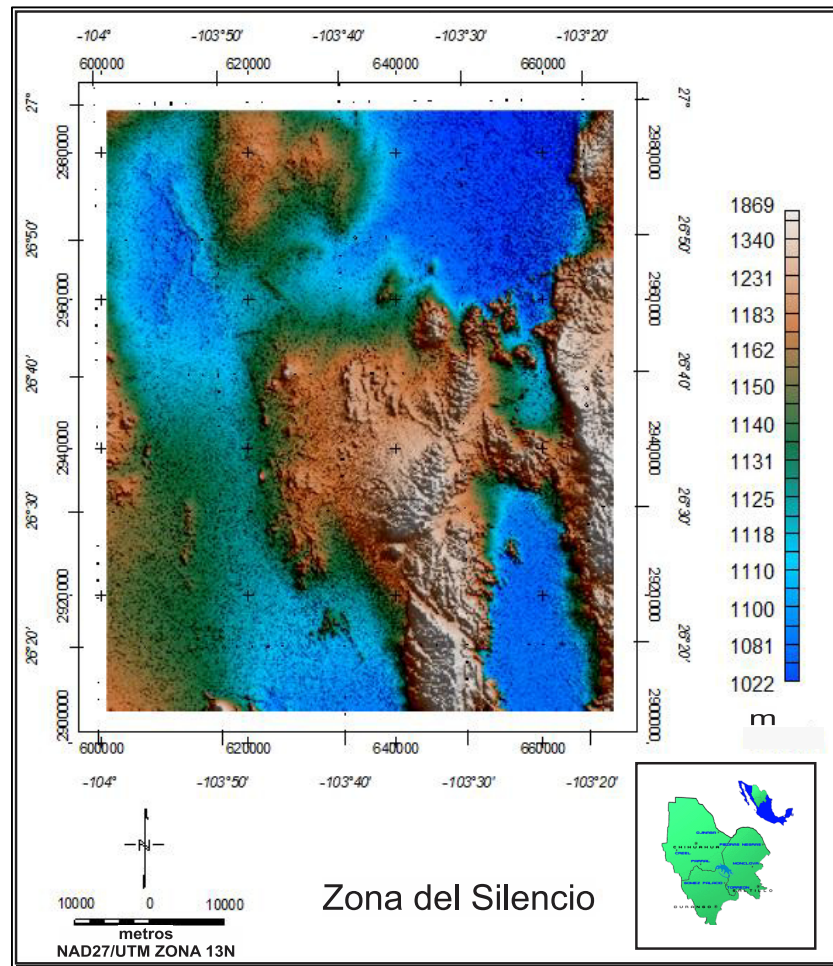


Figura 2. Localización de la Zona del Silencio, en la frontera entre los estados de Chihuahua, Coahuila y Durango; escala 1:10,000 (INEGI, 2013).

CAPÍTULO 2. MARCO TÉCTONICO REGIONAL

2.1.1 Introducción

A escala regional existen numerosos trabajos sobre la estratigrafía, deformación y evolución geológica de las provincias morfotectónicas que convergen en la Zona del Silencio, estas son la Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental y la Provincia Extensional de Cuencas y Sierras.

A continuación se hará referencia a las provincias relacionadas a esta investigación, haciéndose una descripción breve de cada una de ellas y de las estructuras regionales en el norte de México, que pudieron haber jugado un papel importante durante la deformación de las rocas que componen la Zona del Silencio.

2.1.2 Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano

La Sierra Madre Oriental es el rasgo más prominente del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, dentro de esta provincia se incluye al Cinturón Plegado de Coahuila y al Cinturón Plegado de Chihuahua en el norte, así como a la Sierra de Chiapas, Zongolica y Sierra de Juárez en el Sur (Tardy, 1980; Suter, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000). En la literatura, la Sierra Madre Oriental ha sido frecuentemente asociada a la orogenia Laramide, esto basado en la edad de sedimentos sin-orogénicos de las cuencas de antepaís.

Los estilos de deformación que se presentan en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano varían de un lugar a otro; esto se debe a la presencia de secuencias evaporíticas acumuladas dentro de las cuencas jurásicas, lo que causó un estilo de deformación representado por despegues característicos en algunas zonas (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, en otros sitios, sin duda el basamento participó activamente en la deformación, como es el caso de San Pedro el Gallo y Huayacocotla (Eguiluz *et al.*, 2000), la cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello, 2005), el anticlinorio Huizachal Peregrina, cañón de Santa Rosa en Iturbide y Linares, entre otros.

Aunado a esto, sucedió la reactivación de estructuras más antiguas (p.j. Falla San Marcos; Chávez Cabello *et al.*, 2005, 2007) y, localmente el basamento fue involucrado. La participación del basamento en la deformación estuvo regida en gran medida por la trama estructural antigua, la cual jugó un papel importante en la orientación de las estructuras formadas durante el evento Laramide (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Las fallas de basamento preexistentes que presentaban una dirección favorable, fueron propicias para su reactivación durante la deformación laramídica. Padilla y Sánchez (1982) reportó que la gran mayoría de los lineamientos de basamento en el NE de México son WNW-ESE, lo cual propició para la reactivación durante el acortamiento, el cual fue en dirección NE a ENE.

Padilla y Sánchez (1985) identificó que la Sierra Madre Oriental presenta dos flexiones importantes en su estructura: una en las cercanías de Torreón, Coahuila y otra cerca de Monterrey, Nuevo León (Saliente de Monterrey), donde este elemento tectónico cambia el rumbo de su tren estructural de una dirección E-W (cerca de Saltillo) a una dirección NE (al NE de Saltillo) y de una dirección E-W, cerca de Monterrey, a una dirección NNW-SSE, desde Villa de Santiago, Nuevo León, hasta Tezihutlán, Puebla.

Eguiluz *et al.* (2000) publicaron uno de los trabajos más amplios sobre la Sierra Madre Oriental, y la subdividieron en sectores que difieren según su estilo de deformación y porcentaje de acortamiento (Figura 2-1); de Norte a Sur estos sectores son:

1. **Sector San Pedro El Gallo:** Caracterizado por pliegues de propagación de falla y cabalgaduras que acomodaron un acortamiento de 57%.
2. **Sector Transversal de Parras:** Constituido principalmente por pliegues angostos y alargados desarrollados por encima de una secuencia evaporítica, con un porcentaje de acortamiento de 37%.
3. **Sector Saliente de Monterrey:** Consiste en su mayoría por plegamiento similar al del Sector Transversal de Parras, la diferencia entre ellos radica en el espesor de la

secuencia evaporítica (yeso-anhidrita) la cual es mayor en la saliente. En el antepaís de este sector, la secuencia evaporítica (principalmente sal) alcanza los 1000 m de espesor, y el estilo estructural consiste de anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados, con su núcleo inyectado de evaporitas (sierras de Minas Viejas y El Fraile; Humphrey y Díaz, 1954), o domos salinos (Wall *et al.*, 1961; Lawton y Giles, 1997). El acortamiento estimado para este sector es de 33%.

4. **Sector Valles:** En este sector se presentan pliegues relativamente angostos y alargados con vergencia al oriente. En esta zona se encuentra el anticlinorio Huizachal-Peregrina, área donde afloran rocas precámbricas cabalgando a rocas más jóvenes del Paleozoico, las cuales junto con el grupo Los San Pedros, forman el basamento Oxfordiano (De Cerna *et al.*, 1977; Ramírez., 1978), conformando un pliegue por doblez de falla. A este sector también corresponde la plataforma Valles, San Luis Potosí, donde existen más de 1000 m de yeso y anhidrita del Cretácico inferior. Esta litología en conjunto con los cambios de facies y plataformas carbonatadas, generó estilos estructurales contrastantes. El acortamiento en el anticlinorio Huizachal-Peregrina es de 20%, mientras que en la zona de Valles es de 42%.
5. **Cuenca de Sabinas:** En este sector se desarrollaron principalmente anticlinales angostos con grandes valles sinclinales, estructuras con núcleos inyectados de sal, además de desarmonía estructural entre varios niveles estratigráficos. El plegamiento es por despegue sobre el nivel salino de la cuenca; éste nivel se acuña donde el basamento es emergente. El acortamiento en este sector es de 14%.
6. **Región Zongolica:** Este sector se encuentra al sureste del Cinturón Volcánico Mexicano, se reconocen estilos de deformación con geometría de pliegues por propagación de falla, que forman abanicos imbricados, vergentes al NE, con despegue en evaporitas del Cretácico inferior. El acortamiento en esta zona es de 25 a 30% (Figura 3).

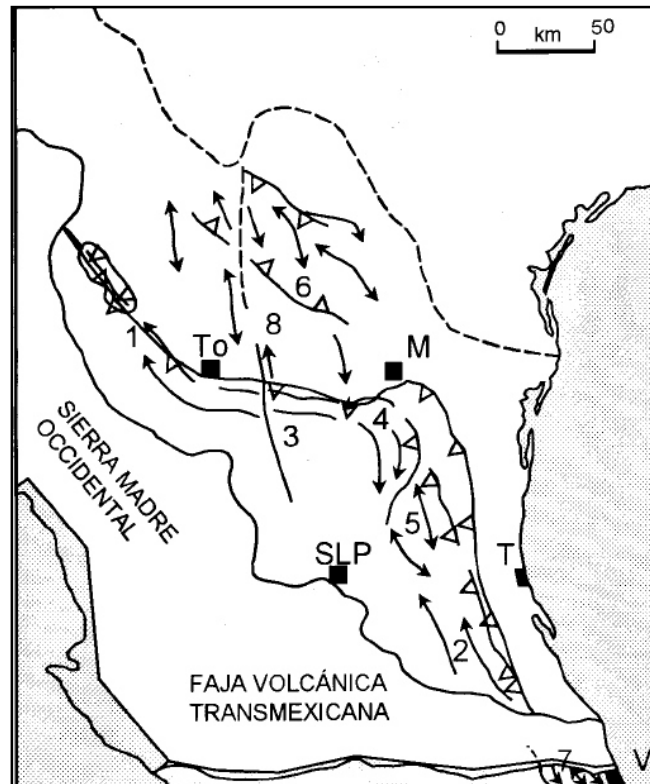


Figura 3. Localización de los sectores con distinto estilo estructural y porcentaje de acortamiento que conforman a la Sierra Madre Oriental de México (Eguiluz et al., 2000).

En México no se conoce con certidumbre el inicio exacto de la deformación que generó a Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Se ha determinado que en el Cenomaniano medio-tardío ocurrió un cambio de facies importante en todo el norte del país, desde los límites de Chihuahua con Sonora (Haenggi, 2002), hasta Monterrey y Ciudad Victoria (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999); Eguiluz *et al.*, 2000).

Edades entre 84 y 78 Ma de metamorfismo registrado en micas (Denison *et al.*, 1970), dentro del Cinturón Plegado de Chihuahua, producto de carga litostática y temperaturas anormales, podría ser considerado como el inicio del evento Laramide en esta región (Haenggi, 2002).

En cuanto al tiempo de culminación de la orogenia Laramide, deformación, las edades que han sido reportadas en el Cinturón Plegado de Chihuahua son del Eoceno. En la parte sureste de este cinturón, en la localidad de Sierra Peñas Blancas, Reyes-Cortés y Goodell (2000) reportaron edades de 54 a 44 Ma (K/Ar) de rocas volcánicas deformadas (Formación Cuervo) y no deformadas (Formación Nopal <44 Ma). Por otro lado, McDowell y Mauger (1994), entre las latitudes 28°-30° de latitud norte, y a lo largo de la longitud 106° 30' este, reportaron edades de rocas volcánicas basculadas tan antiguas como 68 Ma, y de entre 62 y 52 Ma para pequeñas intrusiones y tobas félsicas afectadas por el basculamiento, además de edades de 46 Ma para rocas igualmente volcánicas no afectadas por el basculamiento. Con base en lo anterior, Haenggi (2002) interpretó que la deformación debió haber terminado entre 52 y 46 Ma para esta región en Chihuahua.

En la región noreste del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, la edad de deformación está enmarcada en el Cretácico tardío-Eoceno temprano, lo cual se sustenta con la edad de los sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta, depositados en las cuencas de Parras y La Popa (Vega-Vera y Perrilliat, 1989). Aunque algunos autores sugieren que pudiera alcanzar edades tan jóvenes como el Oligoceno temprano (Eguiluz *et al.*, 2000).

En la porción sureste del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, específicamente entre Tolimán, Querétaro y Tamazunchale, San Luis Potosí, Fitz-Díaz *et al.* (2011) reportaron que la deformación que generó al cinturón en esta zona fue diacrónica de poniente a oriente, y se generó en dos fases. La primera, y más importante (D1), inició en el Turoniano (90Ma), con el depósito de las turbiditas de la Formación Soyatal, y terminó en el Maastrichtiano (65 Ma). La culminación del evento D1 se interpreta con base en las edades bioestratigráficas de las rocas clásticas del Paleoceno (Formación Velasco), las cuales afloran en el frente tectónico del cinturón en esta zona, ya que dicha unidad no fue afectada por esta fase de deformación; pero si lo fue por un evento D2 que es poco penetrativo, sugiriendo que el evento D1 solo ocurrió hasta los 65 Ma (edad reportada por López-Oliva *et al.*, 1998 para la base de la formación Velasco).

La existencia de dos fases de deformación dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es coincidente con lo reportado por Zhou *et al.* (2006) en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, donde se presenta primero una fase de deformación de piel delgada y, posteriormente, una deformación que involucró la exhumación de un bloque de basamento. Chávez-Cabello *et al.* (2011) reportaron la presencia de dos fases de deformación más hacia el norte, en la zona del Cañón de Santa Rosa en Linares, Nuevo León; similar al anticlinorio Huizachal-Peregrina, estos autores reportaron que existió primeramente una deformación de piel delgada y, posteriormente, una deformación que involucró la reactivación de fallas de basamento. Anteriormente Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2005, 2007) reportaron también que en la parte meridional de la Cuenca de Sabinas existen dos fases de deformación; la más antigua representada por despegues sedimentarios y la más tardía por reactivación inversa de fallas de basamento (p. j. Falla San Marcos, Lineamiento Monclova-Cuatro Ciénegas; Molina-Garza *et al.*, 2008).

2.1.2 Sierra Madre Occidental

Ferrari *et al.* (2005) definieron a la Sierra Madre Occidental como una provincia fisiográfica al occidente de México, caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de más de 2 000 m, y aproximadamente 1, 200 km de largo por 200-400 km de ancho, la cual se extiende desde la frontera con los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana. Ésta limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano Central (o Mesa Central) mexicano (Figura 4).

El término “Sierra Madre Occidental” también se utiliza para definir la provincia volcánica del Cretácico-Cenozoico caracterizada por grandes volúmenes de ignimbritas silíceas. Como provincia volcánica la Sierra Madre Occidental se extiende más allá de la provincia fisiográfica, abarcando también a la Mesa Central y parte de Chihuahua oriental (Figura 4).

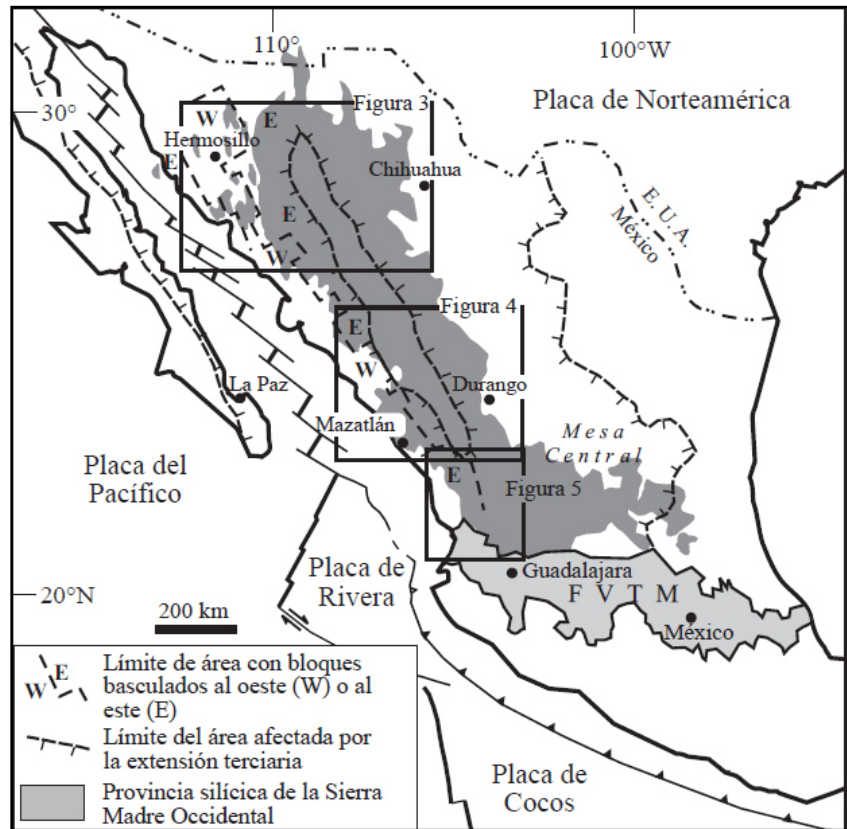


Figura 4. Esquema tectónico de México mostrando la extensión del Terciario (tomado de Henry y Aranda-Gómez, 2000 y Ferrari et al., 2005), la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental y la configuración actual de las placas. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana.

La geología de la SMOcc está dominada por conjuntos de rocas ígneas asociados a diferentes episodios magmáticos, que resultaron de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Figura 5): 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos principales en el Oligoceno y el Mioceno temprano; 4) coladas basáltico-andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbrítico; 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinas emplazados generalmente en la periferia de la SMOcc en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario.

Los conjuntos 1 y 2, y el conjunto 3, han sido definidos como el Complejo Volcánico Inferior (CVI) y el Supergrupo Volcánico Superior (SVS), respectivamente (McDowell y Keitzer, 1977). El conjunto 4, en la parte norte de la SMO, ha sido definido como una extensión del cinturón de “Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera” (SCORBA por sus siglas en inglés) (Cameron *et al.*, 1989). Finalmente los basaltos del conjunto 5 han sido interpretados como testigos de varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

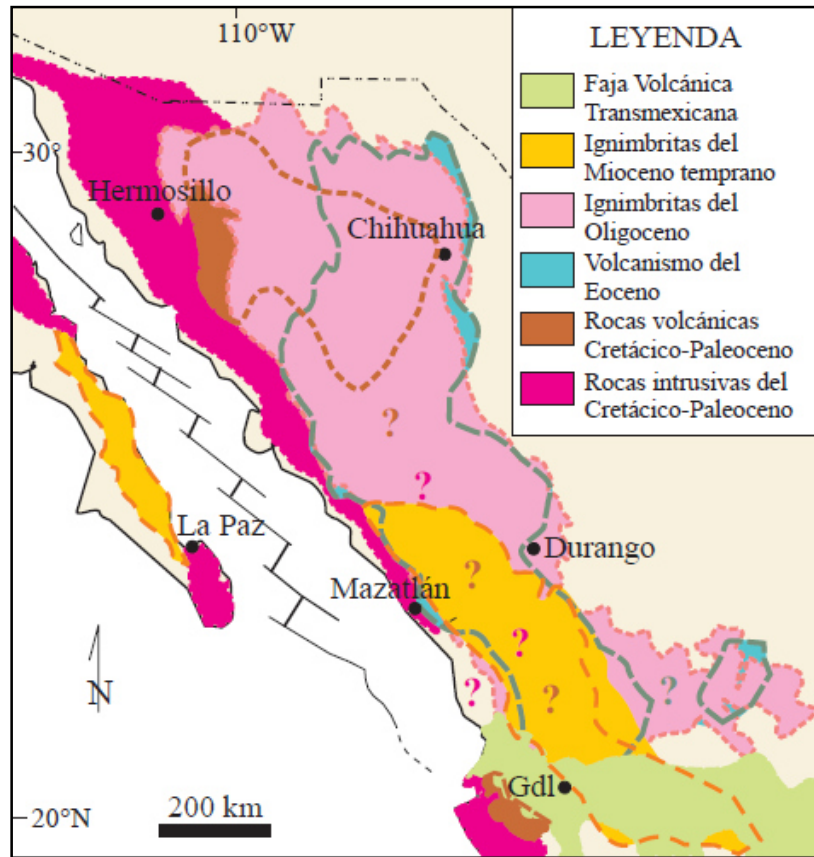


Figura 5. Extensión geográfica de los conjuntos ígneos que conforman la Sierra Madre Occidental. La extensión de los conjuntos del Cretácico-Eoceno está en parte inferida debido a la extensa cubierta de las ignimbritas del Oligoceno y Mioceno temprano. Gdl: Guadalajara (Ferrari et al., 2005).

Los productos de todos estos episodios magmáticos, parcialmente superpuestos entre sí (Figura 2-3), cubren a su vez un basamento heterogéneo pobremente expuesto del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (Ferrari *et al.*, 2005).

2.1.3 Provincia extensional *Basin and Range*.

El término *Basin and Range* inicialmente fue propuesto por Gilbert (1928), quien lo refirió como un sistema compuesto por un conjunto de sierras separadas por valles. Con

el paso del tiempo, diversos estudios han sido realizados para tratar de comprender la estructura, geodinámica y su extensión a lo largo de la margen occidental de EUA y México (e.j., Gilbert, 1928; Hamilton y Myers, 1966; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

La provincia *Basin and Range* corresponde a una zona amplia de extensión continental, localizada en la parte occidental de la Cordillera Norteamericana, que se extiende desde Canadá hasta la parte central y sur de México (e.j. Henry y Aranda-Gómez, 1992). En el norte de EUA, esta provincia ocupa el espacio entre las Sierras *Cascade* y las Montañas Rocosas; en la parte central, está presente en la Sierra Nevada y la plataforma del Colorado; mientras en el norte de México envuelve a la Sierra Madre Occidental, hasta la parte norte del Cinturón Volcánico Mexicano (Parsons, 1995).

En México consiste de cuencas elongadas en dirección N-NNW y sierras con elevación promedio de 2,000 m.s.n.m. (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Esta deformación parece no afectar al núcleo de la Sierra Madre Occidental, que constituye una especie de división geográfica entre lo que se ha definido como el *Basin and Range* mexicano, al este, y la Provincia Extensional del Golfo de California, al oeste (Henry y Aranda-Gómez, 2000; (Figura 6).

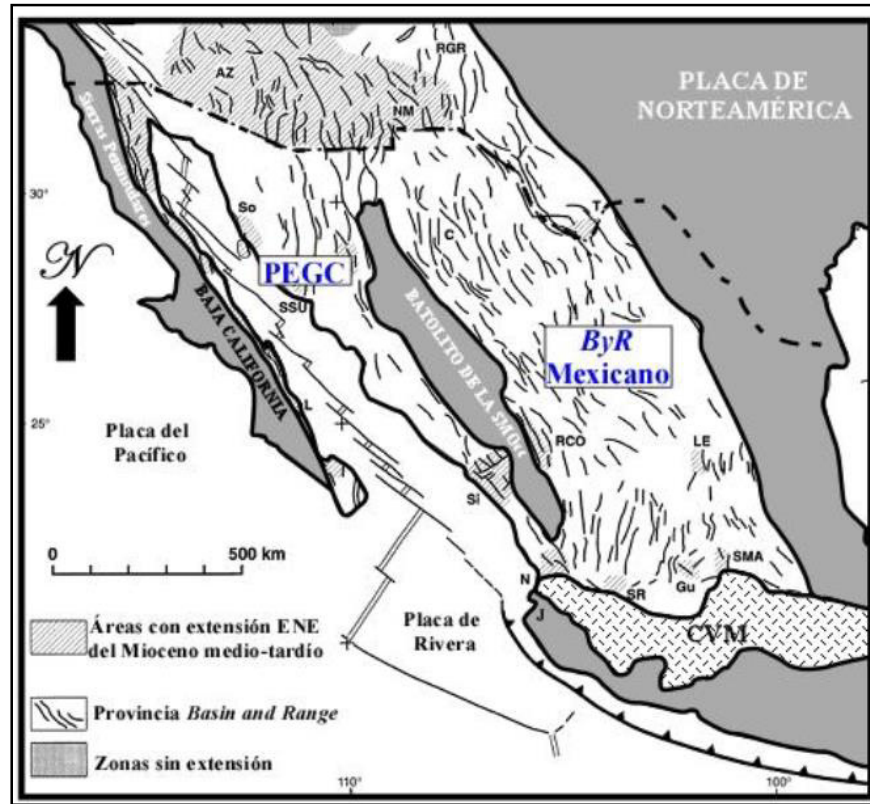


Figura 6. Distribución de la porción sur del Basin and Range en el SW de EUA y el norte de México, donde se muestran áreas que experimentaron extensión ENE entre (~30 y 5.5 Ma; adaptada de Henry y Aranda-Gómez, 2000). AZ=Arizona; NM= Nuevo México; RGR=rift Río Grande; So=Sonora; SSU=Sierra Santa Úrsula; Y=cuenca del Río Yaqui; C=Chihuahua; T=Trans-Pecos Texas; L=Loreto; Si=Sinaloa; RCO=graben de Río Chico-Otinapa; LE= campo volcánico Los Encinos; N=Nayarit; SR=Santa Rosa; Gu=Guanajuato; SMA=San Miguel de Allende; J=bloque de Jalisco.(Ramírez Peña, 2012).

Ferrari *et al.*, (2005) presenta una revisión de las características del *Basin and Range* en México, y cómo éste evento tectónico regional afectó a la Sierra Madre Occidental, analizan la deformación en tres sectores (norte, centro y sur) para indicar las diferencias de edad del fallamiento.

1. **Sector Norte:** corresponde a la zona de Sonora y Chihuahua (Figura 7). La presencia de una serie volcánica (42-37 Ma) que es sobreyacida en discordancia angular por ignimbritas del Oligoceno (Megaw, 1990), parece indicar que la actividad distensiva asociada al *Basin and Range* en el sur de Chihuahua, inició en el Eoceno. Aunque la evidencia tectónica en la zona, permite definir que el primer episodio extensional inició inmediatamente después del periodo de máxima actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental (34 y 29 Ma; McDowell y Clabaugh, 1979); ya que la extensión en Chihuahua se restringe a la formación de estructuras de *Basin and Range* (fallas de alto ángulo y bloques con bajo basculamiento indicando extensión moderada), que afectan a la cubierta ignimbrítica, por lo que se deduce tenga una edad <29 Ma.

En la zona centro-oriental de Sonora, existen cuencas limitadas por fallas normales de alto ángulo, cuyas características indican menor extensión que en la región de los *core complexes*. La edad de rocas volcánicas (basaltos y andesitas) depositadas en su base, indican una edad de 27 y 20 Ma para estas estructuras (McDowell *et al.*, 1997; Paz-Moreno *et al.*, 2003).

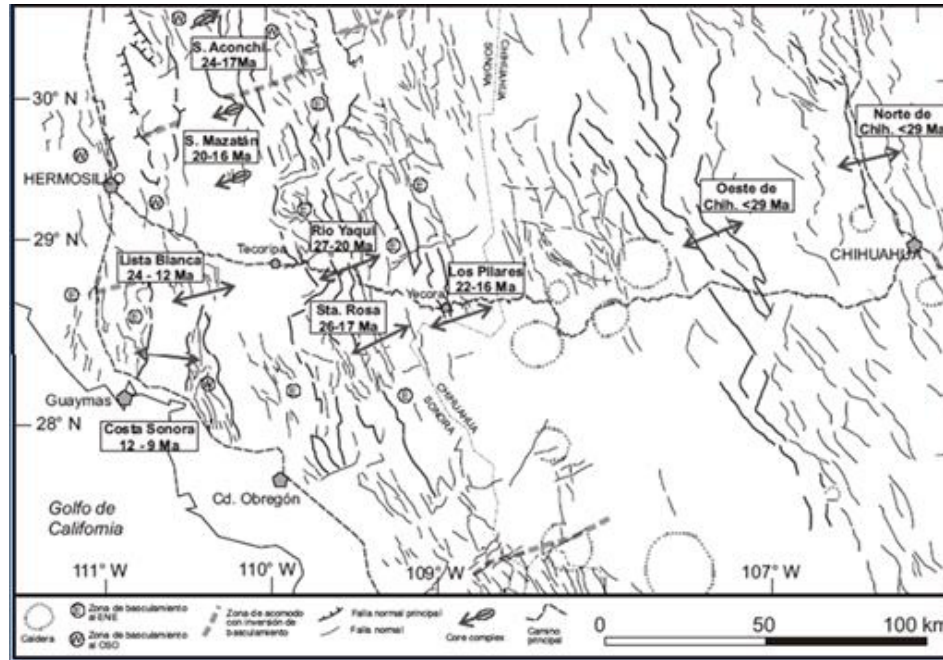


Figura 7. Mapa tectónico de la parte norte de la Sierra Madre Occidental, con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Ferrari et al., 2005).

2. **Sector Centro:** Corresponde a Durango y Sinaloa, la extensión ha afectado principalmente los bordes de la Sierra Madre Occidental, dejando una zona relativamente no extendida en su centro (Figura 8).

En Durango se presentan fallas normales de alto ángulo definiendo estructuras *Basin and Range* típicas. En esta zona la deformación es por lo menos del Oligoceno, como lo muestran los rasgos estructurales y litológicos del área de Nazas, donde ocurren ignimbritas (29.9 ± 1.6 Ma) basculadas al NE, cubiertas discordantemente por tobas horizontales (29.5 ± 0.6 Ma; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993); así como un paquete de lavas alcalinas de ~24 Ma, el cual según Aranda-Gómez *et al.*, (2003) corresponden a un segundo episodio de extensión. En el área de Rodeo también existe el segundo puso de extensión, así como una extensión temprana de entre 32.3 y 30.6 Ma (Luhr *et al.*, 2001). Al occidente de Durango aforan el graben Río Chico-Otinapa, cuyo análisis tectónico y estratigráfico permitió concluir que su formación ocurrió a los 12 Ma, producto de extensión WSW-ENE (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

En Sinaloa, el fallamiento normal con dirección NNW es intenso. Al norte de la zona de acomodo Tayoltita, las fallas buzan hacia el ENE; mientras que las del lado sur se inclinan al WSW (Figura 8). El análisis de los sedimentos e intrusiones volcánicas dentro del semigraben generado por la falla Concordia, permitió definir una edad de 11.03 ± 0.16 Ma para la extensión de la zona (Henry y Aranda Gómez, 2000). En la zona de Tayoltita, el basculamiento por fallamiento normal de la secuencia ignimbrítica del Mioceno tardío, sugiere que la extensión del Mioceno medio-tardío debe haber penetrado de manera discontinua hacia el continente (Homer y Enríquez, 1999; Enríquez y Rivera, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

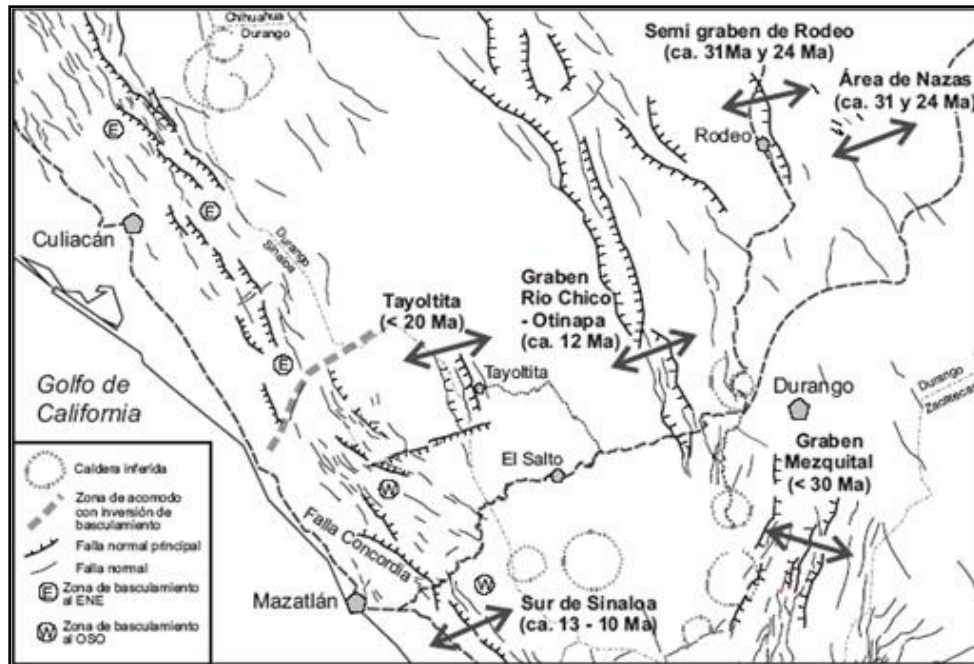


Figura 8. Mapa tectónico de la parte central de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari *et al.*, 2005).

3. **Sector Sur:** Corresponde a la zona de Nayarit, Zacatecas y Jalisco; en esta zona, la deformación extensional fue generalizada, por lo que Ferrari *et al.*, (2001) agrupan las estructuras en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional (Figura 9). En el dominio oriental ocurren varias estructuras tipo graben con

dirección NNE a N-S, que afectan a ignimbritas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano. El dominio occidental está constituido por un semigraben (Alicia, Pajaritos y Jesús María) cuyas fallas cortan a ignimbritas de la serie Nayar (~21 Ma); en esta zona, el sistema de fallas Pochitan corta rocas de hasta 17 Ma y está cubierto por basaltos de ~10 Ma. El fin de la deformación puede correlacionarse con la ocurrencia de diques basálticos (11.9-10.9 Ma) contemporáneos a la extensión (Ferrari *et al.*, 2002). El dominio meridional consiste en pliegues escalonados y fallas sinistralas del Mioceno medio, las cuales afectan a la secuencia volcánica del Oligoceno y Mioceno inferior de la Sierra Madre Occidental (Ferrari, 1995). Los pliegues son cortados por diques basálticos de ~11 Ma (Damon *et al.*, 1979), que indican la edad mínima de esta deformación. Ferrari (1995) interpreta esta deformación como una zona de transpresión izquierda producto del movimiento opuesto entre la Sierra Madre Occidental, durante las fases finales de la subducción de la microplaca Magdalena, y el bloque Jalisco, donde continuaba la subducción de la placa de Cocos.

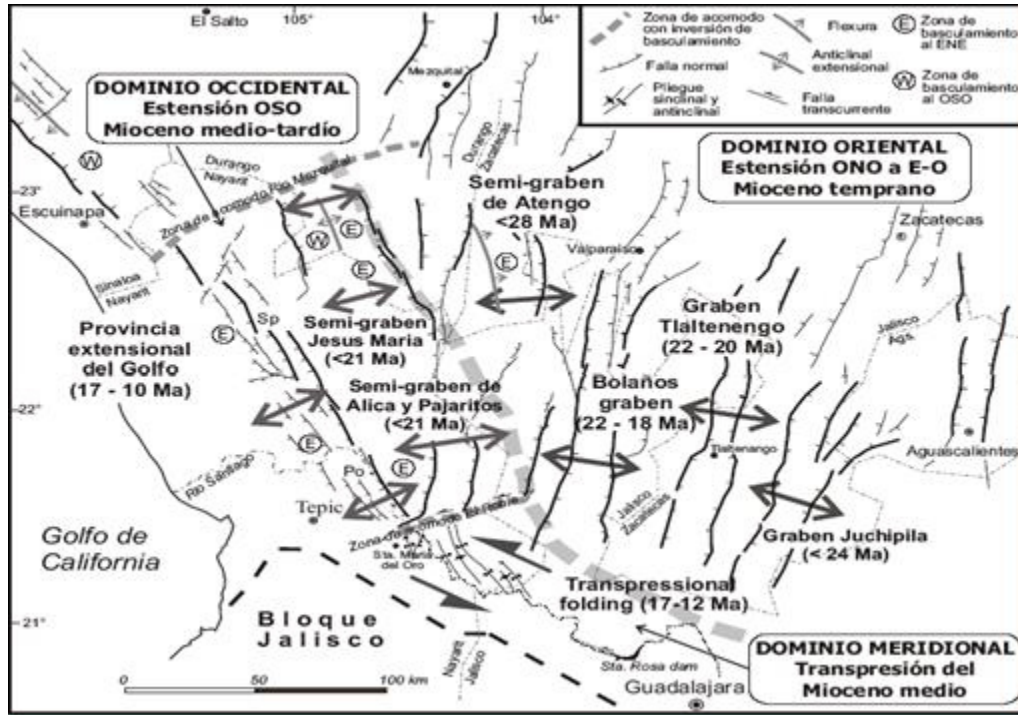


Figura 9. Mapa tectónico de la parte sur de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari et al., 2005).

2.2 PRINCIPALES FALLAS REGIONALES EN EL NORTE DE MÉXICO

En México hay mucha discusión acerca de las fallas regionales formadas durante la fragmentación de Pangea, acreción de los terrenos tectonoestratigráficos y/o durante la apertura del Golfo de México. A continuación, se dará una breve descripción de los principales lineamientos hasta ahora reconocidos en el norte de México (Figura 10).

2.2.1 Falla Mojave-Sonora

Mucho se ha discutido y especulado acerca del papel que jugó la Falla Mojave-Sonora en la evolución geológica del norte de México. A pesar de esto, esta hipótesis fue

rápidamente aceptada (e.g. Pindell y Dewey, 1982) para explicar el traslape entre América del Sur y gran parte de México en la reconstrucción de Pangea para el Paleozoico tardío.

La megacizalla Mojave-Sonora fue propuesta por Silver y Anderson (1974) como una falla con orientación NW-SE que acomodó 700 a 800 kilómetros de corrimiento lateral izquierdo y que estuvo activa durante el Jurásico medio-tardío. La estructura se extiende desde el Desierto de Mojave, en California, EUA y cruza el norte de México hasta unirse con la dorsal del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983), pero fue hasta más tarde cuando Anderson y Silver (1977a; 1977b; 1978 y 1981) documentaron evidencias de los bloques que separa esta falla al norte y sur en el estado de Sonora.

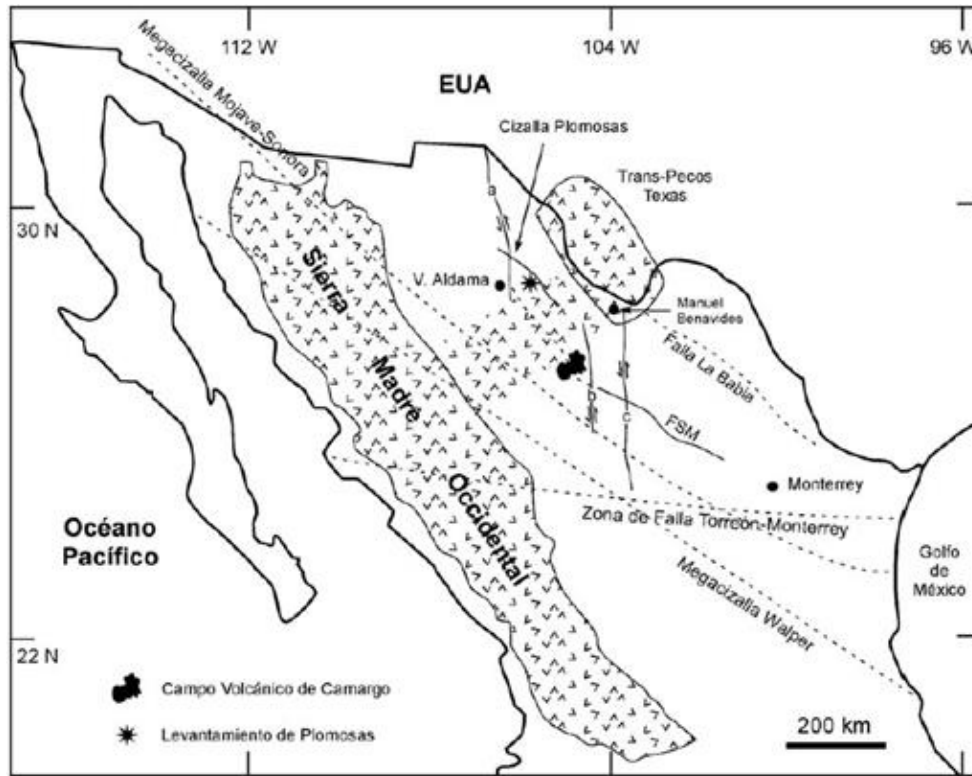


Figura 10. Distribución de las rocas volcánicas cenozoicas y localización de las fallas regionales en el norte de México: Zona de Falla Torreón-Monterrey (Cserna, 1970), Falla La Babia (Charleston, 1974, 1981), Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983), Megacizalla walper (Longoria, 1984), Falla San Marcos (McKee et al., 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986), Cizalla Plomosas (Hennings, 1994) y fallas Juárez (a), Almagre (b) y Caballo (c) (Eguiluz de Antuñano, 1984); Aranda Gómez et al. (2005) y Hennings (1994).

Más tarde, otros autores (p.j. Anderson *et al.*, 1979; Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Wilson, 1990; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995) utilizaron esta estructura para explicar la distribución de rocas proterozoicas, paleozoicas y mesozoicas en el norte de México y sur de EUA, así como para explicar en el desplazamiento aparente del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon desde Chihuahua hasta Cd. Victoria, Tamaulipas.

Existen autores que señalan que la interpretación de los datos obtenidos en un principio para esta falla es dudosa. Por ejemplo, se publicaron datos cronológicos, estratigráficos y paleomagnéticos que no concuerdan con la premisa de la falla Mojave-Sonora. Los datos paleomagnéticos publicados por Molina Garza y Geissman (1996,1999) contradicen a los datos publicados por Cohen *et al.*, (1986), ya que los datos más recientes tomados en la parte norte y sur de la traza son muy similares y no apoyan la hipótesis de un gran movimiento latitudinal para el terreno Caborca en Sonora. Iriondo (2003) ha demostrado, con datos geoquímicos e isotópicos de rocas plutónicas del Paleoproterozoico del bloque Caborca, que proporciones significantes de material cortical fue involucrado en la generación de esas rocas así como la presencia de pequeñas porciones de la corteza Mojave en Sonora.

Por otra parte, la estratigrafía reportada en ambos lados de la traza de la megacizalla en el Desierto Mojave, en California, corresponde a facies continuas (Cameron, 1981) del Neoproterozoico y Paleozoico (Stewart y Poole, 1975), lo que invalida aparentemente la supuesta ubicación de la traza de la falla en esta región.

A pesar de esto, Molina-Garza e Iriondo (2005) afirman que la relación aparente entre facies miogeosinclinales en el oriente y occidente del Desierto Mojave puede ser consistente con el modelo de la megacizalla Mojave-Sonora, siempre y cuando los afloramientos de las Montañas San Bernardino hayan sido transportados tectónicamente sobre la megacizalla en un tiempo anterior al Jurásico. Esto ha sido propuesto también por Walker (1988) y por Dickinson y Lawton (2001).

Si éste desplazamiento existiera, las secuencias del Paleozoico superior y el Triásico de las Montañas Soda, en Arizona EUA, deberían de estar presentes en Sonora; sin embargo, las rocas de esta edad en el terreno Caborca no guardan gran similitud con las presentes en el Desierto Mojave (Walker y Wardlaw, 1989).

2.2.2 Falla San Marcos

La Falla San Marcos (Figura 10) es una estructura de basamento regional con un rumbo WNW que se inclina hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Padilla y Sánchez (1982) se refiere a ésta misma estructura como el Lineamiento Sierra Mojada-China, Nuevo León, e infiere un movimiento lateral-izquierdo asociado a ella. De acuerdo a observaciones de fotografías aéreas e imágenes de satélite, McKee *et al.* (1984, 1990) propusieron que la FSM limita áreas con diferentes estilos de deformación: al norte, el Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981) y al sur el bloque de Coahuila. La traza de la falla se puede seguir en superficie a lo largo de 300 km en el centro de Coahuila en donde afecta a rocas sedimentarias marinas del Mesozoico. Se ha propuesto que la FSM se formó antes del Tithoniano y que ha tenido al menos cuatro reactivaciones importantes hasta la fecha (Chávez-Cabello *et al.*, 2005 y Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

La edad de instauración de la FSM fue inferida gracias al registro de la cuña clástica de sedimentos marinos de 2,000 m de espesor depositados al norte de la falla, documentados en un principio por McKee *et al.*, (1990). Esta cuña clástica fue dividida en tres unidades litoestratigráficas informales por estos mismos autores: capas Las Palomas, capas Sierra El Granizo y capas Tanque Cuatro Palmas. De acuerdo al análisis estructural realizado por Chávez-Cabello *et al.*, (2005) en el Valle de San Marcos, Coahuila, se determinó que la falla inició su actividad durante el Jurásico tardío con una componente normal, aunque de acuerdo a familias de fallas encontradas en la secuencia clástica, ésta falla también acomodó corrimiento lateral derecho en esta primer fase de actividad. Estos movimientos relativos entre los bloques, fueron identificados gracias a pliegues en el Valle San Marcos, sugiriendo una zona contráctil ya que la Falla San Marcos hace una curvatura en esta zona. El fallamiento normal encontrado en horizontes del Jurásico tardío en Potrero Colorado, es evidencia de esta cinemática durante su instauración (González-Naranjo *et al.*, 2008).

La primera reactivación de la FSM sucedió durante el Cretácico temprano. Esta reactivación fue documentada en un principio por McKee *et al.*, (1990) quienes reportaron el depósito de la Formación San Marcos, un depósito que se identificó a lo largo de toda la traza de la FSM y que sugiere un movimiento normal principalmente. Chávez-Cabello *et al.* en el 2005 documentaron ésta reactivación por medio de análisis estructural en fallas encontradas en la Formación San Marcos. También encontraron que estas fallas no cortan el contacto superior de la Formación San Marcos, el cual restringe la reactivación de la FSM al Necomiano.

La segunda reactivación de la FSM sucedió durante la orogenia Laramide, la cual provocó que la FSM invirtiera su sentido de movimiento, ya que muestra una componente inversa. Así mismo, varias fallas secundarias a la FSM, también muestran este comportamiento estructural. Esta reactivación del Paleógeno es muy evidente, ya que la cuenca de Sabinas se invirtió para formar el Cinturón Plegado de Coahuila (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Las reactivaciones post-laramídicas de la FSM, no son del todo claras en el Cinturón Plegado de Coahuila, ya que no modificaron ampliamente su relieve. Sin embargo de acuerdo a Aranda-Gómez *et al.*, (2005), en la región del Campo Volcánico de Camargo, existen evidencias de, por lo menos, dos eventos de reactivación durante el Cenozoico tardío. Aranda-Gómez *et al.*, (2005) propusieron que la traza de la FSM puede extenderse 300 km más hacia el NW hasta Villa Aldama, Chihuahua. Sin embargo, el segmento ubicado entre Sierra Mojada y Villa Aldama, yace debajo de una cubierta gruesa de rocas volcánicas del Terciario medio, asociadas a la Sierra Madre Occidental, que en ésta región es anómalamente ancha, en comparación con las zonas adyacentes.

Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Cervantes-Corona (2005) proponen que la Sierra Aguachile, ubicada en el extremo noroeste del Campo Volcánico de Camargo, fue formada por reactivación de la prolongación al NW de la FSM en un periodo de extensión NW, la cual experimentó un desplazamiento oblicuo, que produjo compresión local formando

pliegues en una zona de *restraining bend* en una sección sepultada de la FSM. En la parte oeste de la sierra Aguachile, se encuentra el *sill* La Tortuga (Ar-Ar 13.97 ± 0.08 Ma). Esta estructura, también está plegada, por lo que se infiere sucedió en el periodo comprendido a su emplazamiento y a la extravasación de los primeros derrames de lava del Campo Volcánico de Camargo. Por lo tanto, la edad de reactivación de la FSM, con movimiento dominante normal y una pequeña componente lateral-izquierda, es entre 13.97 y 4.77 Ma. A partir del Plioceno tardío (<4.8 Ma) ocurrió un cambio en la orientación de esfuerzos regionales que causaron extensión NE, por lo cual, el *restraining bend* en la falla pasó a comportarse como un *pull-apart*, lo que favoreció el fallamiento normal y de ascenso de magmas basálticos plio-cuaternarios a través de fracturas o fallas pre-existentes en el Campo Volcánico de Camargo (Aranda-Gómez *et al.*, 2003, 2005).

El fallamiento tardío plio-cuaternario que afectó a las lavas máficas del Campo Volcánico de Camargo en el sureste de Chihuahua, también generó fallas que modificaron ligeramente a los sinclinales de Aguachile y La Herradura. En el estado de Coahuila, no se ha reportado fallamiento de esta edad; lo que si se ha documentado es volcanismo máfico de tipo intraplaca que al parecer estuvo canalizado por discontinuidades pre-existentes (campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo; Valdes-Moreno, 2001). Aunque existen algunas fallas normales menores que pudieran estar relacionadas con esta reactivación tardía de la FSM (Chávez-Cabello, 2005).

2.2.3 Falla La Babia y otros lineamientos

La Falla La Babia, propuesta inicialmente por Charleston (1974, 1981), tiene una orientación paralela a las fallas regionales antes mencionadas y es el límite norte de la Cuenca de Sabinas (Figura 2-8). La Falla La Babia es una falla de basamento que en el Mesozoico controló el paleorelieve y la distribución de litofacies en la cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson y Ward, 1993). La Falla La Babia continua hasta la cuenca de Chihuahua y termina abruptamente al encontrarse con el Lineamiento de Alamitos (Haenggi, 2001), también conocido como el Lineamiento

Delicias-Mulato (Franco-Rubio, 2007). Este lineamiento separa zonas con estilos de deformación muy marcados y contrastantes; al norte el cratón de Coahuila-Texas y al sur el Cinturón Plegado de Coahuila (Padilla y Sánchez, 1982).

El Lineamiento de Texas, es un rasgo estructural del Jurásico que controló la apertura de la Cuenca de Chihuahua (Haenggi, 2001). Por último, Eguiluz de Antuñano (1984) propuso la existencia de las fallas E Caballo, El Almagre y Juárez, que son estructuras que se infiere acomodaron desplazamiento lateral izquierdo y derecho, tienen una dirección de rumbo casi al norte-sur. La actividad de la falla Juárez está comprendida desde el Jurásico y posiblemente tuvo reactivaciones entre el Oligoceno y Mioceno.

2.3 GEOLOÍA LOCAL

2.3.1 Estratigrafía

Basamento

Parte del basamento cercano al área de estudio se encuentra representado por un ensamble de rocas volcano-sedimentarias que formaron parte del arco Paleozoico tardío (McKee, Jones, & Long, 1990) definido como el arco Las Delicias. Las rocas de las Delicias-Acatita son parte de un ensamble de arco con edades del Pensilvánico medio al Pérmico y rocas Permo-Triásicas compuestas por cuerpos intrusivos del Triásico. Las rocas del arco Las Delicias presentan un metamorfismo de grado bajo y son esencialmente depósitos generados por movimientos en masa por efectos de gravedad de sedimentos.

Secuencia del Jurásico

Las secuencias estratigráficas del Jurásico se encuentran dominadas por depósitos de abanicos aluviales en ambiente transicional, ubicadas al norte del escarpe generado por la actividad de la Falla de San Marcos (McKee *et al.*, 1990), se infiere que la Isla de Coahuila actuó como un rasgo positivo, la cual operó como el área fuente de los conglomerados jurásicos.

Secuencia del Cretácico

Durante el Mesozoico hasta el Cretácico medio, el Bloque de Coahuila permaneció como un alto de basamento que tuvo una fuerte influencia en la distribución de facies y la estratigrafía de carbonatos, desde el Triásico tardío al Cretácico medio. Hacia el norte, en la Cuenca de Sabinas, se generó un bajo estructural durante el Mesozoico permitiendo el depósito de secuencias sedimentarias gruesas (>6000 m) del Jurásico y del Cretácico, provenientes de dos fuentes principales: la Isla de Coahuila al Sur y el Arco Burro-Salado al Norte (Eguiluz *et al.*, 2000).

Depósitos del Cuaternario

Se tienen grandes abanicos aluviales de geometría semi-circular de pendiente suave (2°-3°), los cuales se localizan al pie de montaña del sistema de sierras que configuran la zona. Los abanicos aluviales alcanzan radios de hasta 2 km de extensión, con depósito de conglomerados polimícticos, principalmente cantos de caliza redondeados y cementados por caliche. El tamaño de los cantos decrece conforme se aleja del ápice de los abanicos aluviales. El segundo tipo de depósito Cuaternario lo definen los rellenos aluviales que se localizan en el centro de los valles, los cuales corresponden a depósitos fluvio-lacustres con clastos del tamaño de arenas medias a finas, bien clasificadas y con escaso contenido de conglomerados provenientes de zonas más altas. Estos rellenos aluviales aumentan en su espesor hacia el centro de las cuencas endorréicas; aunque el dato preciso no fue posible de determinar, se estima que en los depocentros los espesores de estos depósitos pueden superar los 100 m (Figura 11). (Carta Geológica G13-6 Tlahualilo de Zaragoza del SGM).

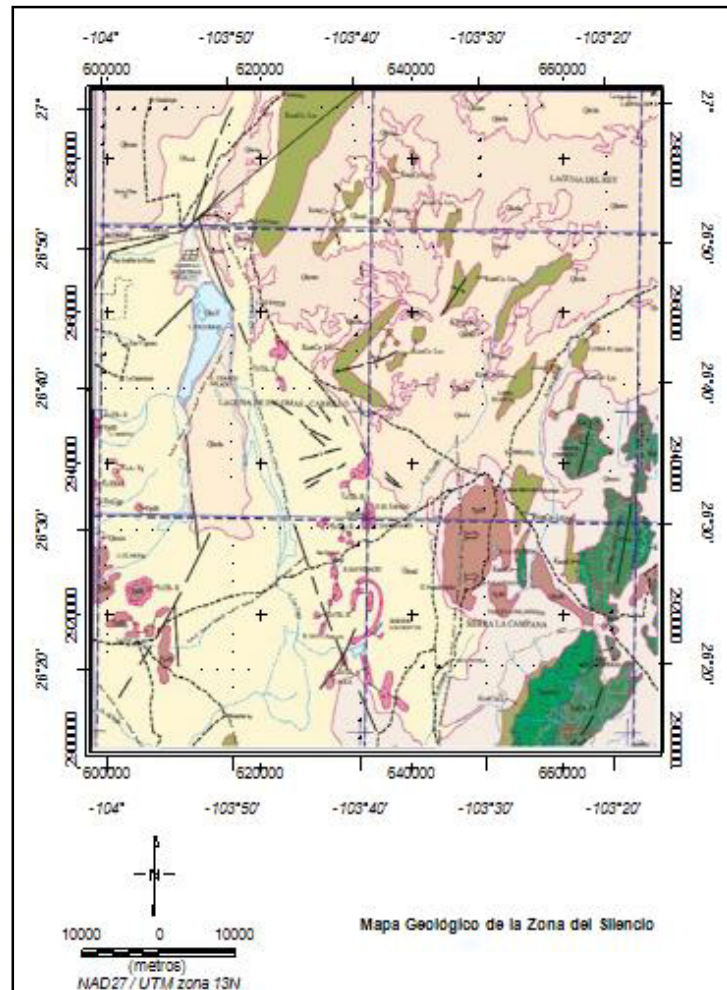


Figura 11. Mapa Geológico de la Zona del Silencio, en la frontera de Chihuahua, Coahuila y Durango (Tomada de Carta Geológica G13-6 Tlahualilo de Zaragoza del SGM).

Durante el Oligoceno se generaron derrames de riolita, andesita, traquita y tobas riolíticas. Sobreyaciendo discordantemente, se presentan derrames basálticos en periodos de vulcanismo; el primero generado en el Mioceno, y otro para el Plioceno y en el Cuaternario Holoceno. Una serie de depósitos de Piamonte, aluviones, sedimentos lacustres y yesos de edad Cuaternaria representan los últimos acontecimientos geológicos del área (Figura 12).

Era	Período	Epoca	Columna	Roca	Clave	Ma
CENOZOICO	CUATERNARIO			Aluvión	Al	1.68
				Conglomerado	QhoCgP	
				Toba Andesítica	Ta	
				Andesita-Toba andesítica	ATa	
				Ígnea Extrusiva Ácida	IGEA	
	TERCIARIO	Neógeno		Conglomerado	TmCgP	23.7
				Basalto	TmB	
		Paleógeno		Riolita Toba	R-Tr	
				Toba-Riolítica	Tr	
				Caliza	Cz	67

Figura 12. Columna litológica de la Zona del Silencio. Carta G13-6 Tlahualilo de Zaragoza del SGM.

2.4 PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS

A continuación se presenta una tabla de susceptibilidades magnéticas (k) para diferentes tipos de rocas, tomando como referencia los valores descritos en Telford et al., (1990), y considerando la estratigrafía del área de estudio. (Tabla 1).

TIPO DE ROCA	RANGO DE SUSCEPTIBILIDAD X10³ SI (EMU)	SUSCEPTIBILIDAD PROMEDIO X10³ SI (EMU)
Aluvión	-0.01 a 0.1	
Pórfido Andesítica (Roca Ígnea Intrusiva)		160
Caliza-Yeso	-0.26 a -0.1	
Basalto	0.2-175	70
Caliza	0-3	0.3
Riolita Toba Riolítica	0.2-35	
Toba Riolítica	0.2-35	
Riolita	0.2-35	
Basaento Magnético	0-50	2.7

Tabla 1. Valores de susceptibilidades magnéticas para los diferentes tipos de rocas en la Zona del Silencio. (Telford et al., 1990 determinación de la susceptibilidad de muestras en campo y en laboratorio).

Para el estudio gravimétrico, la densidad es la propiedad física fundamental. Los valores típicos de densidades para rocas se enlistan a continuación (Tabla 2).

DENSIDAD DE LAS ROCAS		
ROCA	DENSIDAD (g/cm³)	DENSIDAD PROMEDIO (g/cm³)
Rocas Sedimentarias		
Aluvión	1.96-2.00	1.98
Suelo	1.20-2.40	1.92
Arcilla	1.63-2.60	2.21
Gravas	1.70-2.40	2.00
Arena	1.70-2.30	2.00
Arenisca	1.61-2.76	2.35
Lutita	1.77-3.20	2.40
Caliza	1.93-2.90	2.55
Dolomita	2.28-2.90	2.70
Rocas Ígneas		
Riolita	2.35-2.70	2.52
Andesita	2.40-2.80	2.62
Granito	2.50-2.81	2.64
Lavas	2.80-3.00	2.90
Basalto	2.70-3.30	2.99
Rocas Metamórficas		
Cuarcita	2.50-2.70	2.60
Esquisto	2.39-2.90	2.64
Mármol	2.60-2.90	2.75
Gneis	2.59-3.00	3.00

Tabla 2. Densidades de las rocas más comunes (Telford, et al, 1990 determinación la densidad de muestras en laboratorio).

CAPÍTULO 3. MÉTODOS POTENCIALES

3.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1.1 Introducción

En la prospección gravimétrica se mide en superficie terrestre las pequeñas variaciones laterales (anomalías) de la componente vertical de la gravedad (Cantos, 1987). Un concepto fundamental es la idea del cuerpo generador de la anomalía gravimétrica. Este cuerpo es una unidad de roca con densidad diferente que las que le rodean. La anomalía gravimétrica es la diferencia entre la lectura observada y la gravedad teórica, calculada en determinado punto de la Tierra referida al geoide. La interpretación de anomalías gravimétricas permite hacer una estimación de la forma y profundidad de la estructura a definir.

La magnitud de la gravedad depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía, mareas terrestres y variaciones de densidad. El objetivo de la prospección gravimétrica es estudiar las anomalías que producen el último factor antes mencionado. Estas anomalías son mucho más pequeñas que los cambios debidos a la latitud y a la elevación, pero de mayor magnitud que las anomalías producidas por efectos topográficos y de mareas.

Así, se puede mencionar que las variaciones en la gravedad (g) son significantes en prospección y mucho más pequeñas en comparación con la magnitud g , y también con los efectos de latitud y elevación. Afortunadamente, con una buena precisión se puede remover la mayoría los efectos que producen los factores que no son de interés en la prospección (Telford *et al.*, 1990).

3.1.2 PRINCIPIOS DE LA PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

La base del método gravimétrico es la Ley de Newton de la Gravedad (Ecuación 1), la cual establece que la fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 es directamente

proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los centros de masa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

Donde G es la constante gravitatoria universal, depende del sistema de medidas empleado. En el sistema CGS (centímetro-gramo-segundo) el valor de G es 6.670×10^{-8} .

3.2.1.1 Aceleración de la Gravedad

La aceleración a , de una masa m_2 debido a la atracción de una masa m_1 , se puede obtener simplemente dividiendo la fuerza de atracción F por la masa m_2 de la Ecuación 1, puesto que la fuerza es el producto de la masa por la aceleración. (Telford *et. al.*, 1990), esto es:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3.2)$$

La aceleración, por ser la fuerza que actúa sobre una unidad de masa nos proporciona la medida del campo gravitatorio actuando en cualquier punto. La fuerza se obtiene multiplicando la aceleración por la masa sobre la cual el campo actúa. La aceleración será la misma para cualquier masa situada en el mismo punto del campo. La aceleración de gravedad fue medida por primera vez por Galileo en su famoso experimento de Pisa. El valor numérico de g en la superficie de la Tierra es de 980 cm/s^2 . En honor a Galileo, la aceleración de gravedad está dada por 1 cm/s^2 , y es llamada Gal.

3.1.2.2 Potencial de Gravedad

Cuando la intensidad de un campo gravitatorio, magnético o eléctrico depende únicamente de la posición, se puede hacer uso del concepto de *potencial*, introducido por que en ocasiones facilita el cálculo de la fuerza del campo. Como *potencial* en un punto de

un campo se define como la energía gravitatoria que se requiere para mover una unidad de masa desde un punto arbitrario de referencia (generalmente en el infinito) hasta el punto anterior. Si la unidad de masa procede del infinito se puede demostrar que la energía necesaria para llevarle a un punto final, a una distancia r de la masa atrayente m es Gm/r . Este será el potencial asociado a la masa m y a la distancia r .

3.1.3 PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS

3.1.3.1 Densidad

El parámetro físico que se determina en exploraciones gravimétricas es la variación lateral de las densidades. Generalmente, la densidad no es una medida *in situ*, aunque ésta puede ser medida con herramientas de registro de pozos. La densidad también puede ser estimada por velocidades de ondas sísmicas (Telford *et al.*, 1990). Las mediciones de densidad a menudo son hechas en laboratorio mediante muestras de núcleos de rocas. Sin embargo, dichos estudios raramente proporcionan valores verdaderos, debido a que las muestras pueden estar intemperizadas, fragmentadas, deshidratadas o alteradas por los procesos de obtención.

La tabla 2 muestra las densidades más comunes de los tipos de roca. Usualmente las rocas sedimentarias son menos densas que las rocas ígneas y metamórficas (Telford *et al.*, 1990). El amplio rango de las densidades de las rocas sedimentarias se debe principalmente a las variaciones en la porosidad. La naturaleza de los fluidos en los poros también afecta a la densidad verdadera. La densidad de las rocas sedimentarias también es afectada por la edad, e historia geológica y la profundidad. Una roca porosa será más compacta a mayor profundidad, de manera general, la densidad aumenta con la profundidad y el tiempo.

3.1.3.2 Porosidad

Es la fracción del volumen total de roca que no se encuentra ocupada por constituyentes sólidos (Sierra, 1984.) La porosidad \emptyset está definida como la razón del volumen de espacios de poros V_p por el volumen total de roca V (Figura 13).

$$\phi = \frac{V_P}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} \quad (3.3)$$

Donde V_m es el volumen de la sustancia sólida de la matriz.

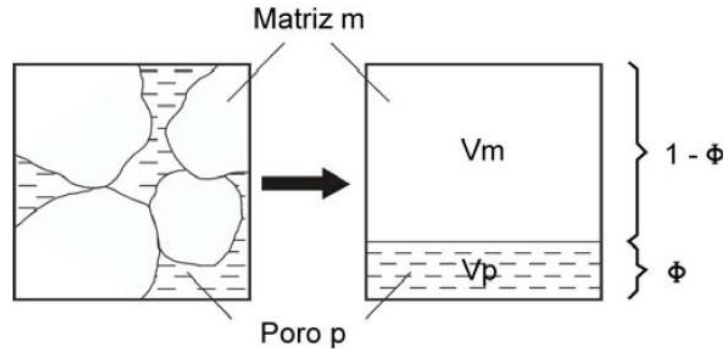


Figura 13. Definición de Porosidad (Schön, 2004).

La porosidad es el resultado de procesos geológicos, físicos y químicos y se produce durante la génesis de la roca como “porosidad primaria” (sedimentación clástica) y durante la historia geológica de la roca como “porosidad secundaria” (procesos tectónicos, procesos químicos, disolución, etc.)

La porosidad también puede ser clasificada con respecto al origen petrográfico, el tipo y grado de interconexión entre cada poro.

Con respecto al origen petrográfico y siguiendo la clasificación de Schopper, (1982) se pueden distinguir cuatro tipos diferentes de porosidad primaria y secundaria.

- *Porosidad Intergranular*: Es el espacio vacío entre granos, partículas o fragmentos de material clástico, compactado o cementado (porosidad primaria).
- *Porosidad Intragranular*: Es generada por la reducción o contracción de granos.

- *Porosidad por fracturas:* Es causada principalmente por acciones mecánicas y químicas principalmente en rocas masivas (por ejemplo, calizas) (porosidad secundaria).
- *Porosidad Vulgar:* Es causada por organismos durante la génesis, o por acciones químicas en una etapa tardía; sin embargo, ésta puede ser primaria y secundaria.

3.1.4 GRAVEDAD DE LA TIERRA

La prospección gravimétrica evolucionó del estudio del campo gravitacional de la Tierra, una materia de interés para los geodestas que buscaban determinar su forma. A causa de que la Tierra no es una esfera perfectamente homogénea, la aceleración gravitacional no es constante sobre la superficie.

3.1.4.1 Elipsoide de Referencia y Fórmulas de Gravedad Normal

La aproximación de primer orden de la forma de la tierra a un elipsoide de revolución es de gran importancia en geodesia. Esta figura viene dada por su semieje mayor o radio ecuatorial a y el aplastamiento α .

En 1964, estos valores fueron modificados y adoptados por la Asociación Internacional de Geodesia (IAG) en 1967 con el nombre de *Elipsoide de referencia 1967*:

$$a = 6378.160\text{m}$$

$$\alpha = 1/298.247$$

En 1983, la IAG en la XVIII Asamblea General de la IUGG (Hamburgo) estableció el *Sistema Geodésico de Referencia 1980*.

A partir de los valores de los elipsoides de referencia, se han deducido formulas estándar de la gravedad normal al nivel del mar, en función de la latitud. La expresión que

corresponde al *Elipsoide de Referencia 1967*, y que fue adoptada en la misma Asamblea de la IAG, se conoce como *Formula de la Gravedad 1967*:

$$g_t = 978031.8(1 + 0.0053024 \sin^2 \varnothing - 0.0000059 \sin^2 2\varnothing) \text{ mGal} \quad (3.4)$$

La fórmula de la gravedad correspondiente al *Sistema Geodésico de Referencia 1980* es:

$$g_t = 978032.67714 \left[\frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \varnothing}{\sqrt{1 + 0.00669437999013 \sin^2 \varnothing}} \right] \text{ mGal} \quad (3.5)$$

Donde \varnothing es latitud.

3.1.5 ANOMALIAS Y CORRECCIONES DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

El procedimiento de *procesado* o *reducción* de datos gravimétricos va desde una simple corrección métrica hasta correcciones de modelos sofisticados de la Tierra. Las correcciones principales para completar las anomalías son relativamente independientes de la geología y son llamadas reducciones estándares (LAFEHR, 1991). Por otro lado, la corrección isostática requiere seleccionar un modelo geológico-geodinámico para su compensación.

3.1.5.1 Anomalías de Gravedad

Uno de los conceptos más importantes en el estudio del campo de la gravedad es el de las *anomalías*. Si consideramos los valores de la gravedad g medidos sobre el *geoide* en el punto P y los comparamos con el valor teórico de la gravedad normal γ sobre el *elipsoide*, para el punto Q, proyección de P sobre el elipsoide, la diferencia entre estos dos valores se denomina anomalía de la gravedad y se asigna al punto P (Figura 14). De esta forma, la anomalía en el punto P viene dada por:

$$\Delta g = \delta g_p - \delta \gamma_Q \quad (3.6)$$

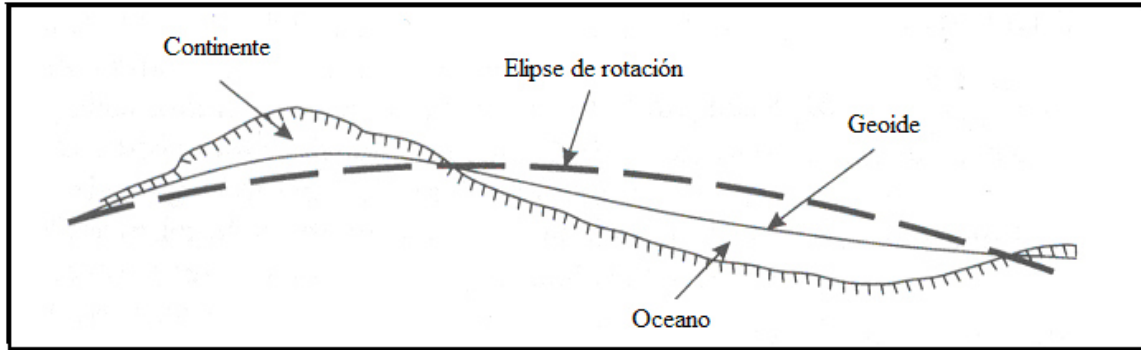


Figura 14. Representación del vector de gravedad observado, corregido al geoide g y el correspondiente γ valor teórico sobre el elipsoide. (Tomado de Telford *et al.*, 1990)

Existen dos anomalías gravimétricas principales: Aire Libre y Bouguer, la de Aire Libre nos muestra la topografía del terreno, mientras que la de Bouguer representa los materiales medios de interés para un área determinada, para llegar a estas anomalías se tienen que realizar algunas correcciones, las cuales se describen a continuación.

3.1.5.2 Correcciones Gravimétricas

Las correcciones gravimétricas han sido aplicadas para calcular el valor teórico de la gravedad en referencia al elipsoide [El elipsoide usado internacionalmente para dichas correcciones es el de 1967 (GRS67 Sistema de Referencia Geodésica)], o para acercar el valor teórico a la elevación de la medida, antes de que éste sea sustraído. Hoy como en el pasado, las elevaciones de las estaciones de medidas gravimétricas son determinadas usando como referencia la superficie del nivel del mar o al *geoide* local. Las observaciones de gravedad en una estación requieren tener conocimiento del tiempo de medida, el índice de la deriva y el valor absoluto de la gravedad en la estación base utilizando medidas relativas de la gravedad.

Las fórmulas de gravedad mencionadas anteriormente, referidas al elipsoide dan el valor que debería encontrarse en un punto cualquiera si la Tierra tuviese la forma de un elipsoide perfectamente uniforme, ajustado lo más posible al nivel del mar. La distribución vertical de la densidad sería la misma en todas partes.

Actualmente, la mayor parte de las observaciones de la gravedad se hacen por encima del nivel de mar en una superficie que está lejos de ser plana y se ven influenciados por los cinco factores mencionados al principio del capítulo. Por lo tanto, se deben hacer correcciones para reducir las lecturas de gravedad a los valores que tendrían en una superficie equipotencial (*datum*) como el geoide.

- a) *Corrección por latitud*: La rotación de la tierra y su abombamiento ecuatorial producen un incremento de la gravedad con la latitud. La aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra es máxima en el ecuador y cero en los polos, esta se opone a la aceleración gravitacional, por lo tanto, la gravedad es menor en el ecuador que en los polos, además el achatamiento polar incrementa la gravedad en los polos, ya que el geoide está más cerca del centro de masa de la tierra. El último efecto es contrarrestado en parte por el incremento de la masa atrayente en el ecuador. La corrección por latitud Δg_L es obtenida por:

$$\frac{\Delta g_L}{\Delta s} = \frac{\left(\frac{1}{R_e}\right) \Delta g_t}{\Delta} \phi = 0.811 \text{sen} 2\phi \frac{\text{mGal}}{\text{km}} \quad (3.7)$$

Donde Δs = N-S distancia horizontal = $R_e \Delta \phi$ y R_e es el radio de la Tierra (~6368 Km). La corrección es máxima a una latitud de 45° donde su importe es de 0.01 mGal/ (13 m) y es cero en el ecuador y los polos. La corrección es agregada a g conforme se avanza hacia el ecuador.

- b) *Corrección de aire-libre*: Se ha definido la anomalía de la gravedad como la diferencia entre el valor observado sobre el geoide y el teórico calculado sobre el elipsoide (Figura 15). Las observaciones de g se hacen generalmente a una cierta

altitud h , por lo que habrá que reducirlas a puntos sobre el geoide para calcular las anomalías, ya que este solo coincide con la superficie de la Tierra al nivel de mar.

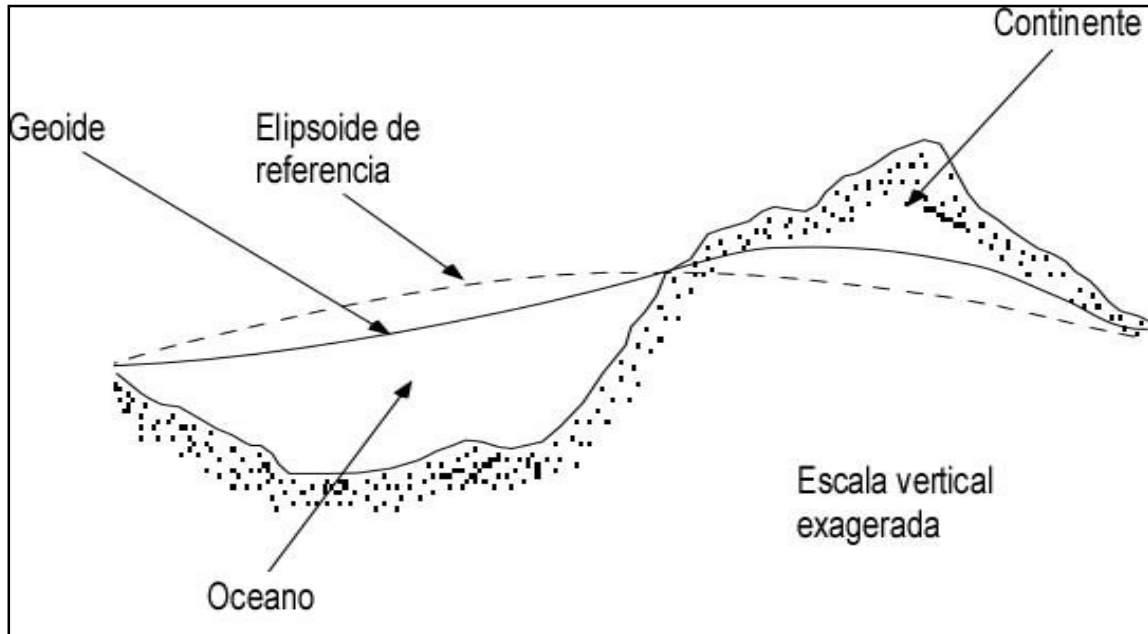


Figura 15. Comparación del Elipsoide de referencia con el Geoide, el Geoide se ve afectado por los cambios de masas, ya sea en áreas montañosas o en el océano, mientras que el elipsoide se mantiene constante ya que es una superficie matemática (Telford et al., 1990).

Las correcciones por aire libre requieren tener conocimiento del gradiente estándar de gravedad, así como también la elevación de cada estación gravimétrica, estas no toman en cuenta la materia entre la estación y el datum. Por consiguiente, la corrección por aire libre es expresada de la siguiente manera:

$$C^{AL} = 0.3086h \quad (3.8)$$

Donde C^{AL} es la corrección por aire libre, 0.3086 es el gradiente estándar de la gravedad y h es la elevación de la estación gravimétrica sobre el nivel del mar.

Con base a que la gravedad disminuye 0.3086 mGal por cada metro sobre el nivel del mar, para latitudes por encima del geoide la corrección C^{AL} es positiva, pues compensa por la disminución de la gravedad con la altitud, y para latitudes por debajo del geoide la corrección C^{AL} es negativa (Udias y Mezcua, 1997).

Aplicando la corrección de aire libre para obtener la Anomalía de Aire libre, queda expresada de la siguiente manera:

$$\Delta g^{AL} = g - \gamma + 0.3086h \quad (3.9)$$

- c) *Corrección de Bouguer*: Corresponde a la corrección por la atracción de las masas situadas entre el punto de observación y el nivel del mar. Se calcula considerando una loza infinita de densidad ρ_c y altura h situada entre la estación y el nivel del mar.

Esta corrección considera los excesos de masa suprayacentes a los puntos de observación localizados a elevaciones mayores que el nivel del mar y recíprocamente considera deficiencias de masa en los puntos de observación localizados debajo del nivel del mar. Su valor es igual a $-0.0419\rho_c h$

Aplicando la corrección de Bouguer para obtener La anomalía de Bouguer simple queda expresada:

$$g_B = g_{obs} - g_{teórica} + 0.3086h - 0.0419\rho_c h \quad (3.10)$$

3.1.5.3 Efecto de Cuerpos Gravimétricos Simples

Considerando la atracción gravitacional de un punto m a una distancia r de la masa. La atracción gravitacional Δg_r en la dirección de la masa está dado por:

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r^2} \quad (3.11)$$

Como solo la componente vertical de la atracción Δg_z es medida, la anomalía gravimétrica Δg causada por la masa queda expresada de la siguiente manera:

$$\Delta g = \frac{Gm}{r^2} \cos\theta \quad \text{ó} \quad \Delta g = \frac{Gmz}{r^3} \quad (3.12)$$

Por simplicidad en su figura, se comienza con una esfera, aunque difícilmente se encuentren cuerpos anómalos de esta forma.

La ecuación que calcula el efecto gravimétrico de una esfera es relativamente simple, debido a que este efecto es el mismo que cuando toda la masa está concentrada en el centro de la esfera.

Para un contraste de densidad δ_c , el exceso o defecto de masa de una esfera de radio R será $\frac{4}{3}\pi R^3 \delta_c$, que a una distancia $r^2 = (x^2 + z^2)$ producirá la siguiente atracción:

$$g_{esfera} = G \frac{m}{r^2} = \frac{4\pi G R^3 \delta_c}{3r^3} \quad (3.13)$$

Como los gravímetros miden la componente vertical de la gravedad se puede expresar la siguiente ecuación: $g_z = g \cdot \cos\theta = g \cdot \frac{z}{r}$

Entonces:

$$g_{esfera} = \frac{4\pi GR^3 \delta_c}{3} x \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (3.14)$$

Si cambiamos z y R^3 de manera que el producto se mantenga constante, la curva de la anomalía casi no variará, por esta razón es que se presenta el problema de la ambigüedad, porque diferentes cuerpos pueden causar una idéntica anomalía.

Partiendo del mismo análisis de Bouguer. Se puede determinar la atracción gravitatoria de una varilla horizontal de densidad δ , sección A y a una profundidad h :

$$g_{varilla} = 2G\delta A/h \quad (3.15)$$

Para el caso de estructuras geológicas de formas aproximadamente prismática o cilíndrica, partiendo de la atracción de la varilla, se puede determinar la atracción de un cilindro horizontal:

$$g_{cilindro\ horizontal} = 2\pi GR^2 \delta \frac{z}{(x^2 + z^2)} \quad (3-16)$$

3.2 MÉTODO MAGNÉTICO

3.2.1 Introducción

El método magnético ha sido utilizado desde el inicio de la prospección geofísica. Este método es también una aplicación de un campo potencial y en muchas formas es similar al método gravimétrico. Sin embargo, las matemáticas del campo magnético son algo más complejas que las del campo gravimétrico, por las variaciones de la dirección del vector magnético con la latitud y porque diferentes instrumentos miden distintos componentes del campo. La razón por la cual se pueden localizar objetos y estructuras geológicas por medio de mediciones del campo magnético es porque estos poseen un campo magnético propio. Aunque generalmente este campo es muy débil, causa una perturbación local medible en el campo magnético de la Tierra. Estas perturbaciones son llamadas anomalías magnéticas, se presentan por las diferentes cantidades de minerales ferromagnéticos que contiene cada roca, las cuales contrastan con el campo magnético de la Tierra.

Las anomalías pueden ser determinadas del campo observado, y de esta manera generar información importante acerca de ciertos parámetros, tales como, la forma, dimensión, posición, profundidad, petrofísica, etc. Estas variaciones magnéticas no pueden ser observadas directamente; los valores absolutos y relativos del campo geomagnético total o de sus componentes son detectados, y entonces determinados como irregularidades tanto regionales como locales.

Las anomalías magnéticas detectadas a través de estudios magnéticos, se explican con variaciones en las propiedades físicas de las rocas como la susceptibilidad magnética y/o la imantación remanente de las rocas. Estas propiedades físicas solo existen a temperaturas debajo de la temperatura de Curie (550°). En consecuencia los generadores de

las anomalías magnéticas podemos hallar hasta una profundidad máxima de 30 a 40 km (Telford *et al*, 1990).

3.2.2 PRINCIPIO DEL MÉTODO MAGNÉTICO

De la misma manera como se puede derivar la fuerza gravitacional del campo potencial (Mares, 1984), también es posible expresar la fuerza de magnetización (intensidad del campo magnético) H en algún punto en el espacio, donde no hay corriente eléctrica y, por lo tanto no hay masa magnética, como el gradiente del potencial magnético W

$$H = -gradW \quad (3.17)$$

Donde W es una función de la posición satisfaciendo la ecuación de Laplace $\nabla^2 W = 0$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0 \quad (3.18)$$

Donde x, y, z son coordenadas Cartesianas

El espacio en el cual una fuerza magnética actúa sobre un imán o una bobina a través del cual una corriente está fluyendo, se le llama campo magnético (Mares, 1984). La fuerza asociada con el campo es caracterizada por la inducción magnética B , es llamada, vector del campo magnético:

$$B = \mu H \quad (3.19)$$

Donde $\mu = \mu_r \mu_0$ es la permeabilidad del medio, dada como el producto de la permeabilidad relativa μ_r y de la permeabilidad del vacío μ_0 . Para un campo magnético en el aire, se puede utilizar la siguiente relación:

$$B = B_0 = \mu_0 H \quad (3.20)$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ (Hm}^{-1}\text{)}$. La permeabilidad se refiere a la facilidad, que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético.

3.2.2.1 Polos, dipolos y magnetización

Si existiera un polo magnético aislado, produciría un campo que obedecería la ley del cuadrado inverso. Pero en la realidad, una fuente magnética fundamental es un dipolo, pero, dado que una línea de dipolos de extremo a extremo produce el mismo efecto como polos positivos y negativos aislados en extremos opuestos de la línea el concepto de polo es a menudo útil.

Un dipolo colocado en un campo magnético tiende a girar, y por lo tanto se dice que tiene un *momento magnético*. El momento de un simple imán de la figura 16, que es efectivamente un polo positivo, con fuerza m , a una distancia $2L$ de un polo negativo $-m$, es igual a $2LM$. La magnetización de un cuerpo sólido se define por su momento magnético por unidad de volumen y es un vector, teniendo una dirección así como magnitud (Milsom, 2003).

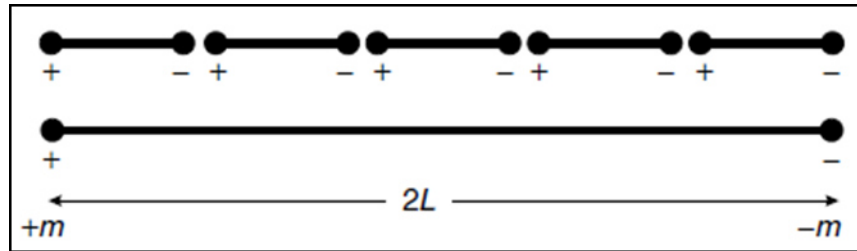


Figura 16. La fuerza del polo del imán es la misma que la de los dipolos constituyentes, pero su momento magnético es igual a su longitud multiplicada por la fuerza del polo (Milsom, 2003).

3.2.2.2 Unidades de la Intensidad Magnética

Los instrumentos utilizados para medir el campo magnético de la Tierra son llamados magnetómetros. Lo que en realidad se mide es la intensidad o el campo de fuerza del campo de la Tierra, lo cual se mide en *Teslas* (T) en el sistema internacional “SI”. Ya que el objetivo del método magnético es detectar diferencias relativamente pequeñas del valor teórico de la intensidad magnética, estas son medidas en *NanoTesla* (nT).

La unidad de campo magnético, en el sistema CGS es el Oersteds que se define como el campo creado por un polo magnético de intensidad unidad a 1 cm de distancia.

En Geofísica se utiliza como unidad el *Gamma* (γ) que corresponde a 10^{-5} Oersteds, ya que el Oersteds resulta una unidad demasiado grande para Geofísica, donde las anomalías que encontramos son corrientemente de unas decenas de γ .

Unidades empleadas en magnetometría:

$$1\text{Oersted} = 1\text{Gauss} = 10^5\gamma = 10^5\text{nT} \text{ (T = Tesla). } 1\gamma = 10^{-9}\text{T} = 1\text{nT}$$

3.2.3 CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA

Por mucho tiempo se ha sabido que la Tierra se comporta como un enorme imán que actúa de forma irregular; la dirección e intensidad del campo magnético varía de manera considerable de un punto a otro en la superficie de la Tierra.

El campo se comporta como si hubiera un polo norte magnético en el hemisferio sur y un polo sur magnético en el hemisferio norte. Sin embargo, los polos magnéticos de la tierra no coinciden con los ejes de los polos geográficos.

El campo magnético puede ser descrito por líneas de fuerza magnética que son invisibles. Estas líneas se pueden considerar como un flujo que sale del polo sur magnético hacia el polo norte magnético. Una aguja imantada es capaz de alinearse por sí misma a lo largo de la línea magnética que pasa a través de ella. Si esta aguja tuviera libertad de moverse tanto de manera vertical como horizontal, apuntaría verticalmente hacia abajo indicando el polo norte magnético, y verticalmente hacia arriba indicando el polo sur magnético. La figura 17 ilustra el campo magnético de la tierra (Gadallah & Fisher, 2009).

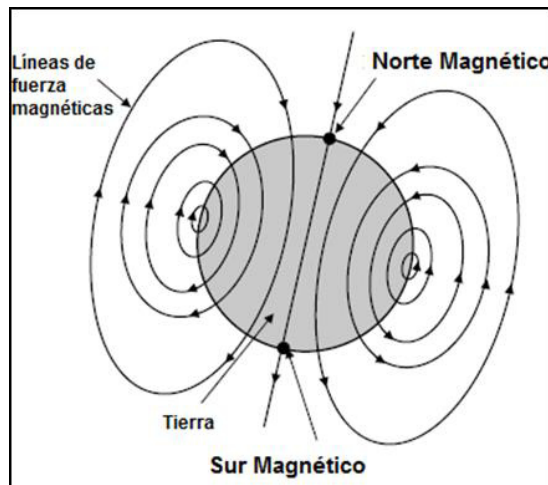


Figura 17. Campo Magnético de la Tierra. (Gadallah & Fisher, 2009).

3.2.3.1 Componentes del campo Geomagnético

El campo magnético es un vector en el espacio cuyos componentes que lo definen están indicados en la figura 18. La intensidad horizontal total es la suma vectorial de los componentes del norte y del este. Esta designado como H y su ángulo de declinación d es aquel entre H y el norte astronómico. La intensidad total T es la suma vectorial de tres componentes primarios y la inclinación i es el ángulo entre T y la horizontal. La magnitud y la dirección del vector total de intensidad pueden ser definidas por diversas combinaciones de tres ángulos y componentes cardinales (Nettleton, 2008).

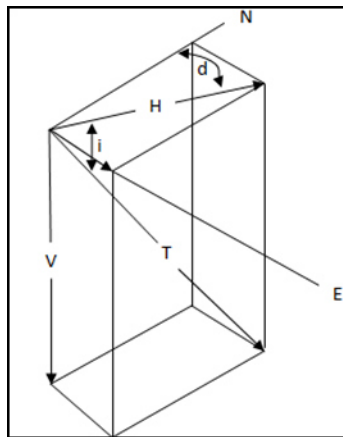


Figura 18. Componentes vectoriales del campo magnético (Nettleton, 2008).

Como una anomalía gravimétrica, la forma de la anomalía magnética depende de la forma del cuerpo causal. Pero a diferencia de la anomalía gravimétrica, una anomalía magnética también depende de la inclinación y declinación de la magnetización del cuerpo, de la inclinación y declinación del campo magnético terrestre local y la orientación del cuerpo con respecto al norte magnético (Socco *et al.*, 2010).

3.2.3.2 Variación del Campo Geomagnético

Actualmente, el norte magnético se encuentra localizado en el noroeste de Canadá y el polo sur magnético se encuentra cerca del límite del continente Antártico. La posición de estos polos magnéticos no es fija, cambia constantemente.

Como resultado de este desplazamiento de los polos, existe un cambio en la dirección del campo, el cual es referido como variación secular. Esta variación es periódica, cada 960 años aproximadamente. También existen variaciones anuales, diurnas o diarias.

Además de estas variaciones conocidas en el campo magnético, las variaciones locales se producen en el basamento complejo que se encuentra cerca de la superficie y donde existen las concentraciones de minerales ferromagnéticos (Gadallah & Fisher, 2009).

Las variaciones más importantes del campo magnético terrestre, son las siguientes:

- Variación secular de las componentes, con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año para la declinación e inclinación. Originada en cambios en el acoplamiento electromagnético de núcleo y manto terrestre.
- Variaciones periódicas, con períodos de 12 horas, 1 día, 27 días, 6 meses y 1 año, originadas por el campo externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT (variación solar y lunar diarias).
- Variaciones no periódicas, llamadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 1500 nT. Son efectos a corto plazo de auroras, son casos especiales de perturbaciones irregulares, estas son producidas por manchas solares y erupciones solares.

- Pulsaciones magnéticas o variaciones de período muy corto y pequeña amplitud (1 a 100 nT).

3.2.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

En muchos casos, la magnetización de rocas depende principalmente en el campo geomagnético presente y en el contenido mineral magnético. Las anomalías magnéticas son causadas por minerales magnéticos (principalmente magnetita y pirrotita) contenidos en las rocas. Minerales magnéticamente importantes son sorprendentemente pocos en número (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990). La Hematita, el mineral de hierro más abundante, tiene muy poca susceptibilidad y muchos depósitos de minerales de hierro, no producen anomalías magnéticas importantes. Las propiedades magnéticas de rocas altamente magnéticas tienden a ser extremadamente variables y su magnetización no es estrictamente proporcional al campo aplicado (Milsom, 2003).

El estudio de las propiedades magnéticas de las rocas puede proporcionar información muy útil para entender fenómenos, como el paleomagnetismo, variaciones del clima en el pasado, y otros aspectos de interés tanto geológico como ambiental.

3.2.4.1 Magnetización de las rocas

El grado de magnetización, por ejemplo, la “polarización” de rocas para polarización inducida es el producto de su susceptibilidad k y el campo magnético (Nettleton, 2008).

$$I = kH \quad (3.21)$$

Esta es la polarización producida por la magnetización en el campo magnético de la Tierra H que tiene un rango de intensidad entre 0.3 y 0.6 oersteds con un valor común de

0.5. La unidad usual en prospección magnética es el gamma o 10^{-5} oersteds (Nettleton, 2008). Así, el campo normal de la Tierra es aproximadamente de 50,000 gammas. En la medida que la magnetización de la roca es causada por simple magnetización inducida por el campo de la Tierra en su actual dirección.

La polarización y los contrastes de polarización entre rocas controlan la magnitud de las anomalías magnéticas, así como las densidades y los contrastes de densidades controlan la magnitud de las anomalías de la gravedad, excepto que en el caso magnético es complicado por los efectos de diferentes direcciones e intensidades de polarización en diferentes partes del mundo.

Desde el punto de vista del comportamiento del campo magnético, los minerales son divididos en tres categorías (Figura 19):

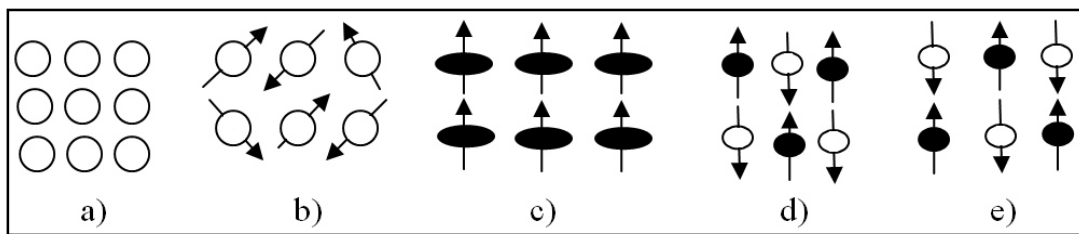


Figura 19. Orientación de los momentos magnéticos de los minerales. a) Diamagnéticos; b) paramagnéticos; c) ferromagnéticos; d) antiferromagnéticos; e) ferrimagnéticos (Mares, 1984).

- *Diamagnéticos.*- Se caracterizan por susceptibilidades magnéticas negativas, lo que significa, que la imantación inducida en ellos está orientada en sentido opuesta con respecto al campo externo aplicado. Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Materiales magnéticos son las sales, anhidrita, cuarzo, feldespato y grafito entre otros.

- *Paramagnéticos.*- Son ligeramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas. Es inversamente proporcional a la temperatura absoluta. Algunos ejemplos de minerales paramagnéticos son olivino, piroxeno, anfíbol, granate y biotita.
- *Ferromagnéticos.*- Tienen susceptibilidades positivas y podría alcanzar valores muy altos, los cuales varían de acuerdo a la intensidad del campo y la temperatura; temperatura de Curie, la cual es característica de los minerales ferromagnéticos, este también se puede comportar paramagnéticamente en este punto. Ejemplos de minerales ferromagnéticos son hematita, pirrotita, magnetita, hierro, entre otros.

3.2.4.2 Magnetismo Remanente

Los materiales ferromagnéticos pueden tener momentos magnéticos permanentes así como inducidos, así que su magnetización no está necesariamente en dirección al campo de la Tierra (Milsom, 2003). La magnetización remanente no es tomada en cuenta para la interpretación de las mediciones. Está presente en toda roca conservando la historia magnética, es decir el magnetismo existente al momento de formación de la roca. A veces suele tener una magnitud similar a la magnetización inducida, y hasta estar orientada en una dirección muy diferente. En estos casos la magnetización total, o sea la suma de ambas, será muy distinta de la inducida que intentamos interpretar (Estrada, 2009).

3.2.4.3 Susceptibilidad de rocas y minerales

En gran medida la susceptibilidad de las rocas es una medida de su contenido de magnetita. Para bajas concentraciones de magnetita existe aproximadamente una relación lineal entre el porcentaje de magnetita y la susceptibilidad magnética la cual puede ser expresada como $k = 0.3p$ en donde p es el porcentaje (por volumen) de magnetita diseminada y k es la susceptibilidad. Por lo tanto, si una roca con, por ejemplo, 1 por ciento en volumen de magnetita fuera magnetizada en el campo de la Tierra con una intensidad de

0.5 oersteds, su intensidad de magnetización I sería $I = 0.5 \times 0.3 \times 0.1 = 0.0015 = 1500 \times 10^{-6}$ unidades CGS, que es solo un poco más que el valor promedio comúnmente usado para basamento (Nettleton, 2008).

La susceptibilidad en rocas ígneas comunes se encuentra en un rango de 2000×10^{-6} para granitos y pórfidos con alto contenido de cuarzo hasta cerca de 15,000 para dioritas. Por otro lado, la susceptibilidad de rocas sedimentarias es muy baja, generalmente en rangos entre 0 a 50×10^{-6} . Así, para la mayoría de aplicaciones de estudios magnéticos, el efecto magnético en el magnetómetro puede ser considerado como aproximadamente el mismo que si los sedimentos no estuvieran presentes y las perturbaciones magnéticas registradas tienen su origen en o por debajo de la base de los sedimentos. Estas son las bases para el uso de medidas magnéticas para mapear la superficie del basamento (Nettleton, 2008).

3.2.5 REDUCCIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS

El campo magnético terrestre cuya fuente principal se encuentra en el núcleo de la Tierra, es en primera instancia una aproximación de naturaleza dipolar, con la dirección del dipolo algo inclinado con respecto al eje de rotación. Pero en realidad tiene una contribución significativa de componentes no dipolares (o monopulares) provenientes de la misma tierra y además de la influencia de los complejos sistemas de corrientes ionosféricas y magnetosféricas. La representación más precisa del campo geomagnético está dada por una serie de armónicos esféricos mencionados por Blakely (1996).

El campo electromagnético externo induce campos eléctricos y magnéticos en la tierra, dada su conductividad. Estos campos afectan tanto a la corteza como al manto, y son también empleados para inferir las propiedades de ambos. Cada medición del campo magnético realizada cerca de la superficie, tiene influencia de cuatro factores:

- La del núcleo, cuya magnitud es de aproximadamente 50 000 nT en los polos y 25 000 nT en el ecuador ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 10^4 \text{ Gauss}$), mejor conocida como *variación secular* de las componentes, con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de hasta 6 a 10 min/año para la declinación e inclinación. Esta variación está relacionada con los procesos que dan origen al campo interno.
- Las rocas magnetizadas, cuyo valor puede llegar a los 1000 nT (anomalía magnética).
- A corrientes externas, que puede tomar valores entre unos pocos nT en los días solares tranquilos hasta 1000 nT en las tormentas magnéticas. A estas variaciones se les conoce como *periódicas*, con periodos de 12 horas, un día, veintisiete días, seis meses y un año, originadas por el campo externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT. Y las variaciones *no periódicas*, llamadas *tormentas magnéticas* con intensidades de hasta 1000 nT, también producidas por el mismo efecto externo.
- A corrientes inducidas en la corteza y el manto, cuyos valores dependen de la conductividad de las rocas (corrientes ionosféricas) (Udías & Mezcua, 1997) .

3.2.5.1 Determinación del Campo Magnético Total (CMT) y Anomalía Magnética (ΔCMT)

Debido a la presencia de variaciones temporales del campo magnético de la Tierra (mencionadas anteriormente), es necesario establecer una estación base, en las áreas de estudio, que esté libre de efectos producidos por fuentes magnéticas (i.e. construcciones, tubos de hierro, cables de luz, etc.), de esta manera podremos monitorear las variaciones del campo y la deriva del instrumento para este punto y así determinar el Campo Magnético Total (CMT). Esto se obtiene tomando una medida para la estación base, al comienzo y al

final del día de trabajo, con una diferencia de tiempo de entre 4 a 5 horas. Este proceso se repite el tiempo que dure la prospección (1, 2 ó n días). Se corrige cada estación de acuerdo a las estaciones bases obtenidas, para cada día, generando el Campo Magnético Total Corregido (CTMc). Y por último se calcula un promedio para esta estación base ($\Delta CCMAGBS$), el cual nos ayuda a obtener el error o variación e CCMAGBS, y así reducir este valor para todas las estaciones generadas, y de esta manera obtener el Campo Magnético Total Nivelado ($CMTN = CMT$) para una sola estación y por lo tanto para un solo tiempo.

$$CMT_C - \Delta CCMAGBS = CMT \quad (3.22)$$

Una vez corregido todos los datos con respecto a la variación diurna (CMT), es necesario comparar nuestros valores con algún centro de monitoreo internacional de campo magnético (IGRF- *International Geomagnetic Reference Field*), para así corregir nuestros datos con relación a la variación lenta del campo o variación secular. Sustrayendo para este valor (CMT_{IGRF}), el valor observado en campo (CMT), tendremos la *anomalía magnética* (ΔCMT).

$$CMT_{IGRF} - CMT = \Delta CMT \quad (3.23)$$

3.2.5.2 Reducciones analíticas para el CMT y ΔCMT

Los efectos de un conjunto de cuerpos magnetizados en el subsuelo puede ser una representación compleja en un mapa de anomalías magnéticas. Estructuras amplias crean anomalías con una baja amplitud y un bajo gradiente horizontal, abarcando grandes áreas (“onda-larga”, anomalías regionales); cuerpos someros generan anomalías con una alta amplitud y un gradiente diferente, cubriendo pequeñas áreas (“ondas-cortas”, anomalía

local o residual). Tales cuerpos son localizados en secciones, una sobre otra, las anomalías del campo observado, reflejan los efectos superpuestos de cuerpos individuales y sus interpretaciones son más complejas que si sus efectos aislados fueran conocidos.

La complejidad de cuerpos superpuestos también ocurre si estos se encuentran demasiado cerca en una sección, a la misma profundidad. Varios métodos para transformar el campo son usados en la aproximación de interferencias de anomalías y así generar mapas del campo total más legibles. A continuación, se presenta un resumen (Tabla 3) sintetizado de los métodos más comunes y su principal función.

Tabla 3. Muestra los métodos de transformación de datos para un análisis más detallado en prospección magnética (Mares, 1984).

Método	Función
Suavización gráfica de isoanomalías	
Ajuste de una superficie polinomial para un adecuado rango.	Determinación del campo regional y de aquí separar el regional y el campo residual
Promediar rangos para una región	
Utilizando filtros para tamaño de onda	
Filtro regional	
Filtro residual	Determinación del campo residual

Filtro pasa bandas	Determinación del campo con fuentes de profundidad intermedia
Cálculo para la continuación del campo hacia arriba	Eliminar el campo local
Cálculo para la continuación del campo hacia abajo	Enfatizar el campo local, separa las fuentes cercanas lateralmente del campo
Calcular la 1er y 2da derivada para el campo vertical	Enfatiza los efectos de fuentes someras, separa los efectos de fuentes cercanas
Calcular la 1er derivada del campo horizontal	Facilita la interpretación (suaviza los datos)

En áreas sedimentarias podría haber similitud entre mapas magnéticos y gravimétricos, pero en general las anomalías magnéticas son más numerosas, más erráticas, menos precisas y de más grandes magnitudes que las anomalías gravimétricas (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990).

La continuación del campo hacia-abajo reducido al polo, no es adecuada en áreas de superficies magnéticas complejas, características de regiones mineras. Esta podría ser usada para estimar el espesor de sedimentos en la prospección petrolera. La segunda derivada de la componente vertical reducida al polo es útil en prospección minera, para realizar pequeños rasgos cerca de la superficie, mientras que la continuación del campo hacia-arriba, podría ser usado para suprimir estos, es decir reduce los efectos de la topografía, en prospecciones magnéticas terrestres.

Existen vectores en el campo magnético de la tierra que afectan la forma de la anomalía, su amplitud, signo y posición relativa de la perturbación del cuerpo. Para eliminar la deformación de la forma en la anomalía y desplazarla dentro de una posición

entre la anomalía y la fuente, es necesario utilizar la *reducción al polo* (Baranov & Naudy, 1964), la cual consiste en reducir el campo generado con un campo hipotético, de donde podría existir la disturbancia de los cuerpos fuera, verticalmente magnetizada y localizada en regiones del polo norte magnético.

Como sucede en los procesados gravimétricos y sísmicos, las operaciones matemáticas tales como la convolución y correlación, pueden lograr filtrados, residualización y continuación del campo. Estas operaciones pueden ser desempeñadas en el espacio o en números de ondas, dominio (llamado así al número de ondas en la frecuencia espacial). La transformada de *Fourier* es útil en prospección magnética por diversas razones:

1. Marca resoluciones de anomalías específicas para la continuación del campo hacia arriba y hacia abajo.
2. Cambia la inclinación del campo efectivo (reducción al polo) o conversión del campo total a datos de la componente vertical.
3. Calcula derivadas.
4. Genera filtros para la separación de anomalías causadas por fuentes de diferentes tamaños y profundidades.
5. Modela anomalías.

Usualmente escribimos la relación usando la transformada de Fourier en 2D, de la forma:

$$f(x, y) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^2 \iint F(u, v) e^{j2\pi(ux+vy)} du dv \quad (3.24)$$

$$F(u, v) = \iint f(x, y) e^{-j2\pi(ux+vy)} dx dy \quad (3.25)$$

Donde (x,y) son coordenadas espaciales y (u,v) son coordenadas del número de ondas.

La característica importante de la transformada es que la información no se pierde en el proceso, y muchos casos son fáciles de ejecutar en el dominio de la transformada. Esta transformada de Fourier expresa un campo magnético como la integral de seno o de coseno de onda, cada una definiendo la amplitud $A(k)$, y la fase $\phi(k)$, donde $k/2 = 1/\lambda$, que es el número de onda. Si graficamos $A(k)$ nos da la amplitud del espectro y tenemos $A^2(k)$, nos da el poder del espectro. De aquí la transformada rápida de Fourier (FFT) observa el campo y produce su propia amplitud y fase espectral, la cual, después siendo multiplicada por el operador, es re-transformada por la regresión sintética de Fourier dentro del dominio del espacio.

3.2.5.3 Aeromagnetometría

La mayoría de los estudios magnéticos a gran escala se llevan a cabo desde el aire. El magnetómetro viaja en una cápsula conocida como “Pájaro”, para así eliminar del instrumento el efecto magnético del avión, en ocasiones el sensor se fija en una punta o en la cola del avión, en cualquier caso las instalaciones internas de la bobina se compensan por el campo magnético del avión (Kearey et al., 2002).

Los estudios aeromagnéticos son más rápidos y rentables, típicamente su costo es 40% menor por cada kilómetro de línea de un estudio terrestre. La mayor dificultad en los estudios aéreos era fijar su posicionamiento. Actualmente, la disponibilidad de los GPS's deja de lado este problema (Kearey et al., 2002).

CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1 GRAVIMERTRÍA

El conjunto de datos gravimétricos fue copiado en Excel Office 2010 Microsoft, donde se filtró la información textual innecesaria y se organizó en variables independientes X, Y, Z, formato necesario para ser copiado en cualquier otro programa de computación.

Los datos provenientes de Excel se copiaron en una hoja de datos de *Grapher 8, Golden Software Inc.* (2009), para ser guardados posteriormente con la extensión “.DAT”. El proceso de copia de los datos de Excel a Grapher se realiza ya que Excel permite en cada hoja de trabajo el manejo de sólo 64400 datos aproximadamente, cantidad que resulta insuficiente en el manejo de datos provenientes de adquisiciones a gran escala. De esta manera se crea la base de datos de los mapas en formato “.DAT” en Grapher, la cual permite la aplicación de otros de análisis y procesamiento de los datos.

4.1.1 Anomalías Gravimétricas.

La **anomalía de aire libre** Δg_{AL} se calcula sustrayendo la corrección por latitud (Gravedad Teórica) de la gravedad observada y se adiciona la corrección por elevación (Aire Libre). La anomalía (Figura 20) se obtuvo como sigue:

$$\Delta g_{AL} = g_{obs} - g_{teo} + C_{AL}; [mGal] \quad (4.1)$$

donde:

g_{obs} = Gravedad observada

g_{teo} = Gravedad teórica

C_{AL} = Corrección Aire Libre

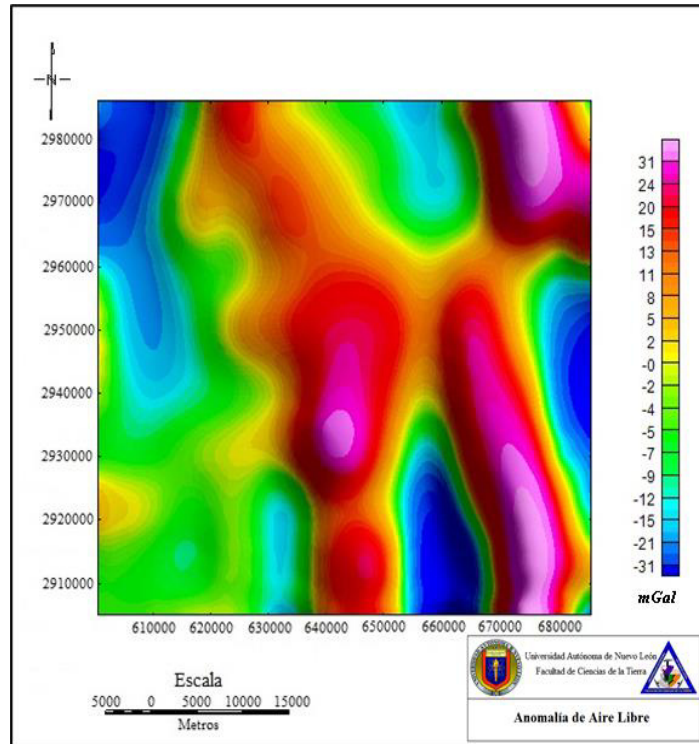


Figura 20. Anomalía de Aire Libre de la Zona del Silencio.

La **anomalía de Bouguer completa** Δg_{BC} compensa el excedente o déficit de masa no contemplado por la corrección de Bouguer simple (Figura 21).

$$\Delta g_{BC} = \Delta g_s + C_b + C_T; [mGal] \quad (4.2)$$

donde:

Δg_{BC} = Anomalía de Bouguer Completa

C_b = Corrección de Bouguer (corrección por la atracción de la capa intermedia).

C_T = Corrección por Terreno

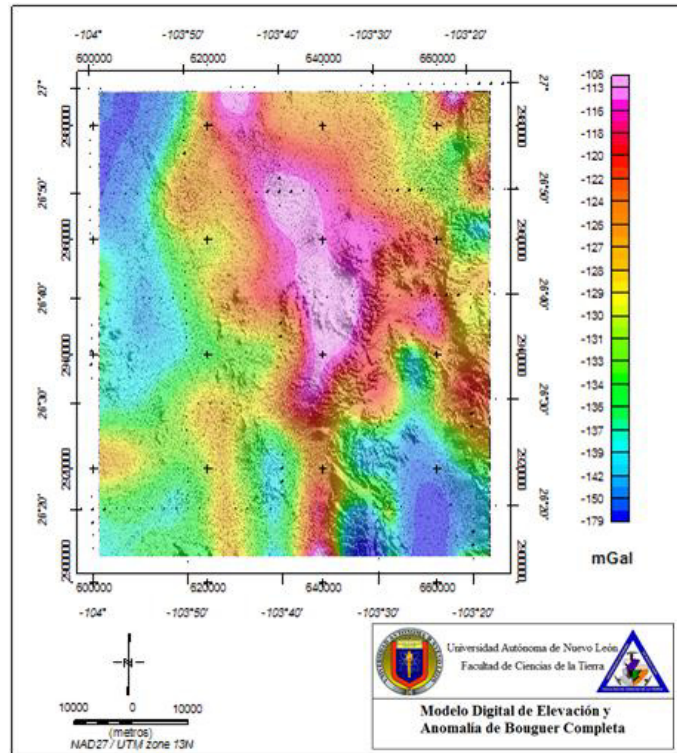


Figura 21. Anomalía de Bouguer Completa más Modelo Digital de Elevación, para la zona de estudio en la Zona del Silencio, Durango.

Cuando se realiza la corrección de Bouguer se asume que la masa existente entre la elevación de la estación y el nivel de referencia semeja una placa infinita. Para compensar la masa de esta placa que se extiende más allá donde la curvatura de la Tierra debe considerarse, se aplica la corrección de la curvatura, la cual se calcula mediante la ecuación de LaFehr (1991).

Los mapas gravimétricos representan una superposición de varios efectos, entre ellos los rasgos estructurales profundos, conocidos como anomalías regionales (Figura 22). Estos, generalmente, causan variaciones de gravedad de gran amplitud y son de tendencia regional, cualquier variación en la dirección y magnitud del gradiente generalmente presenta cambios suaves y graduales. Por su parte, los rasgos someros o anomalías

residuales (Figura 23), son de carácter local y simbolizan principalmente estructuras geológicas superficiales o pequeñas, cualquier cambio en su gradiente se observa de forma más abrupta. Por lo que, el primer paso en la interpretación de las anomalías gravimétricas consiste en separar estos efectos. Existen principalmente dos métodos, los métodos gráficos y los métodos analíticos.

Los métodos gráficos consisten en determinar manualmente una curva suavizada de las anomalías observadas, dando como resultado la anomalía regional. Tienen como ventaja la posibilidad de utilizar la información geológica que se dispone del lugar. Sin embargo, se requiere mucha experiencia de la persona encargada, así como un buen conocimiento geológico, con el fin de minimizar errores durante la interpretación.

Por su parte, los métodos analíticos se basan en técnicas matemáticas para calcular las curvas de las anomalías observadas, lo cual hace que con frecuencia sean bastante mecánicas y puedan omitirse algunos factores geológicos que influyen en la interpretación. Dentro de estos métodos existen tres procedimientos más comunes:

- Métodos de promediación: Consisten en determinar la anomalía regional como promedio de las anomalías observadas. Dentro de estos se encuentran:
 1. Cálculo directo de la gravedad residual de Griffin.
 2. Polinomios y superficies de tendencia.
 3. Métodos de segundas derivadas.
 4. Métodos de continuación ascendente y descendente del campo potencial.

Usualmente, las anomalías locales del estudio gravimétrico son el principal interés y el primer paso en su interpretación, para ello se busca la eliminación del campo regional de las anomalías residuales.

La técnica usada en este estudio fue el ajuste polinómico, el cual consiste en suponer que la anomalía regional se puede expresar como una superficie polinómica de grado n .

El programa Surfer 11, *Golden Software Inc.*, es una herramienta computacional que permite separar los efectos de las anomalías regionales de las residuales, para ellos se genera a partir de los datos de entrada una interpolación polinomial de grado n , que restada a la interpolación Kriging de los datos originales, se obtiene como resultado una columna de datos correspondiente a la anomalía residual de grado n .

Para escoger el mejor grado de polinomio que se ajustara a los datos, se realizaron varios mapas regionales y residuales de 1er, 2do y 3er grado. Posteriormente, se compararon con las características geológicas del área de estudio, de esta forma se determinó que la mejor superficie que se ajusta a los datos gravimétricos es el polinomio de segundo grado.

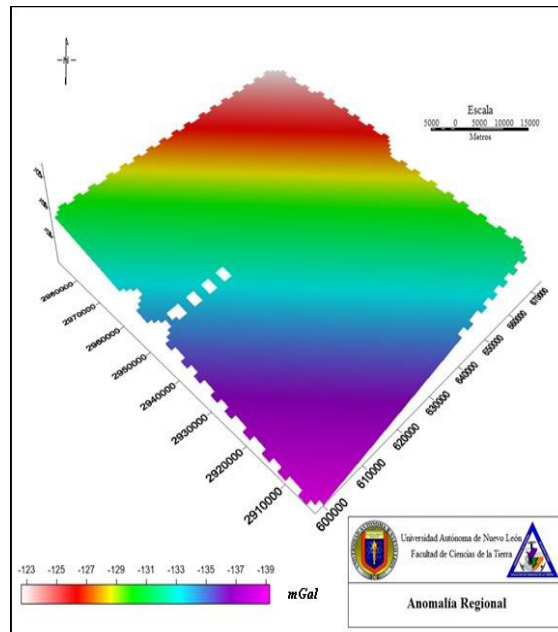


Figura 22. Anomalía Gravimétrica Regional modelo para la Zona del Silencio, Durango.

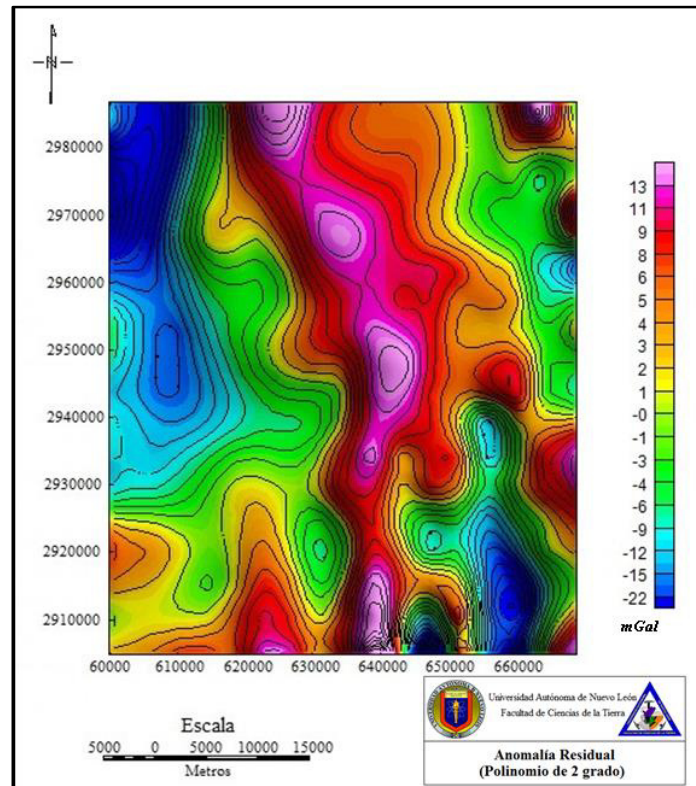


Figura 23. Anomalia Gravimétrica Residual (Polinomio de 2 grado) para la Zona del Silencio, Durango.

5.1.2 Primeras y segundas derivadas

La primera derivada puede ser aproximada por la diferencia entre dos valores cercanos divididos por la distancia entre ellos, y la segunda derivada es la diferencia entre las primeras dividido por la distancia. Si se ha medido el campo sobre una superficie horizontal, entonces se pueden determinar las derivadas horizontales (Figura 24), y la precisión de la determinación depende del espaciamiento de las mediciones. La primera derivada vertical (Figura 25) puede ser calculada de la segunda derivada horizontal por medio de la ecuación de Laplace. En la práctica las derivadas horizontales son determinadas de los promedios sobre círculos a diferentes distancias de un punto, como el método de Elkins (Cantos, 1987).

El método consiste en lo siguiente: Si se conoce el valor de la gravedad $g(x, y, z)$ en el plano horizontal $Z=0$ y 0 es el punto en el plano que se quiere determinar $\frac{\delta^2 g}{\delta z^2}$ se puede definir la media aritmética $g(r)$ a lo largo de una circunferencia de centro 0 y de radio r como se indica en la siguiente expresión:

$$g(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \varphi, 0) d\varphi \quad (4.3)$$

Elkins demuestra que existe la siguiente relación entre $g(r)$ y la segunda derivada de g en 0:

$$\left[\frac{\delta^2 g}{\delta z^2} = -4 \left[\frac{dg(r)}{d(r^2)} \right] \right]_r^2 \quad (4.4)$$

En la práctica, Elkins determina la segunda derivada de la siguiente manera:

Si se tiene una malla de longitudes (Figura 26), como no se conoce la función g en el plano $Z = 0$, se sustituyen los valores $g(r)$ por los valores medios hallados en una serie de circunferencias, tales como las indicadas en la siguiente figura, de radio $s, s\sqrt{2}, s\sqrt{5}$.

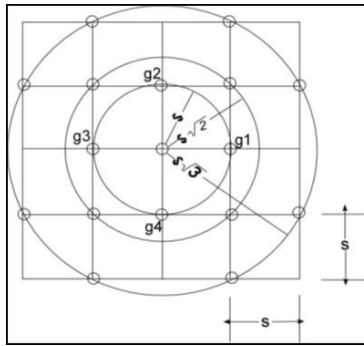


Figura 24. Malla utilizada para el cálculo de las segundas derivadas por el método de Elkins (Cantos, 1987).

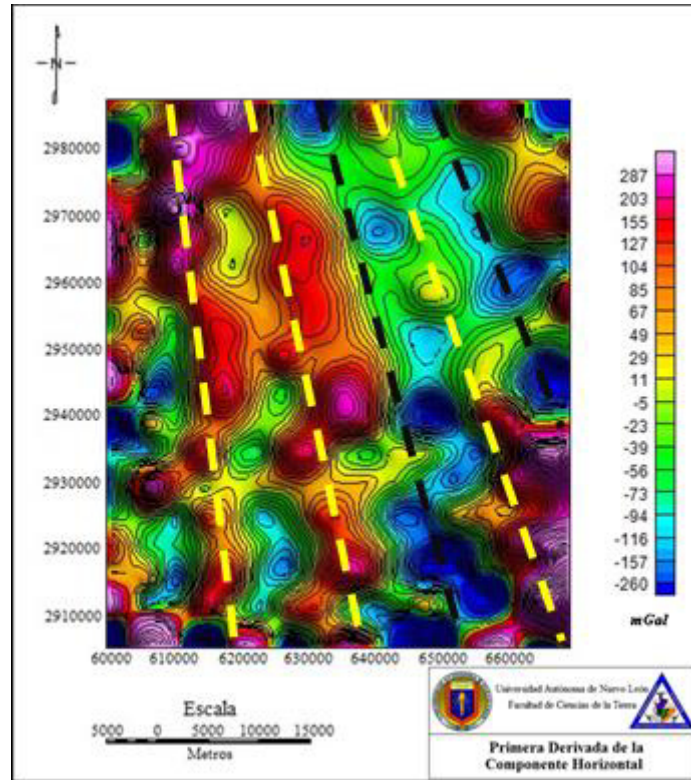


Figura 25. Mapa Gravimétrico de Primera Derivada Horizontal para la Zona del Silencio, Durango.

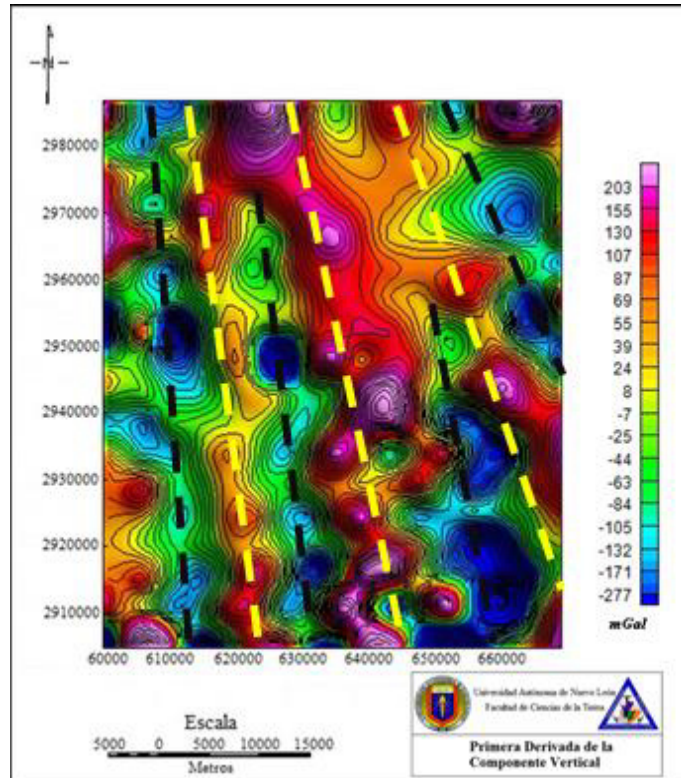


Figura 26. Mapa Gravimétrico de Primera Derivada Vertical para la Zona del Silencio, Durango.

5.2 INTERPRETACIÓN

La interpretación de las anomalías magnéticas y de gravedad permite definir la distribución de las anomalías en la superficie terrestre, establecer la relación de estas con los objetivos y procesos geológicos y utilizar las relaciones reveladas para resolver diferentes problemas geológicos (Rodríguez-Pimienta, 2003).

La interpretación de las anomalías del campo potencial es todo un reto. Existen algunas ambigüedades debido a que cualquier anomalía puede ser resultado de un número infinito de fuentes con diferentes características. Es así como surge el problema inverso de la interpretación de los campos potenciales, el cual establece, que aunque la anomalía de un

cuerpo dado pueda calcularse de manera única, hay un número infinito de cuerpos que podrían dar lugar a cualquier anomalía específica. Para disminuir la incertidumbre se requiere de información adicional como características geológicas, pozos exploratorios y/o información geofísica complementaria, esto permite conocer más sobre la naturaleza y forma que podría tener la fuente de la anomalía.

En el mapa de Anomalía de Bouguer completa (Figura 21), se observa una tendencia regional con una orientación preferencial NNW-SSE, la cual se puede asociar esta tendencia con la dirección NNW-SSE de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (Eguiluz *et al.*, 2000) formados durante el evento de deformación Laramidica (Cuéllar *et al.*, 2012). Se observa un incremento gradual de los valores gravimétricos en la parte central del mapa el cual muestra un rango de intensidades que varían desde -130 mGal a -100 mGal el cual se puede relacionar con un levantamiento del basamento.

El mapa de Anomalía Residual se realizó con la técnica de superficies de tendencia polinómica de grado 2 (Figura 23), en el cual se observa la presencia de dos zonas de bajo gradiente, los cuales varían en un rango de intensidades de -22 mGal a -1 mGal, ubicados, el de mayor dimensión en la parte NW del mapa, y el de menor dimensión se ubica en la parte SE, teniendo una orientación preferencial NNW-SSE. Se infiere que estos cuerpos representan zonas de sedimentos de aluvión y coluvión, depósitos cuaternarios los cuales coinciden en ubicación con la litología observada en el mapa geológico de la zona de estudio.

También se observa una zona de gradiente máximo, ubicado en la parte central del mapa, el cual varía en un rango de intensidades que van desde 1 mGal hasta 15 mGal, el cual se infiere que este cuerpo está relacionado con la presencia de Tobas Riolíticas y Basaltos del Terciario.

Los filtros aplicados al mapa de Anomalía de Bouguer Completa, Primera Derivada Horizontal (Figura 24) y Primera Derivada Vertical (Figura 25), elimina el ruido presente en la señal y resalta las diferentes estructuras geológicas presentes en la zona, se observan

claramente lineamientos de altos (líneas amarillas discontinuas) y bajos gravimétricos (líneas negras discontinuas) los cuales tienen una orientación NNW-SSE, se interpretan que están relacionados con la presencia de *horst* y *graben*, de la provincia extensional Cuencas y Sierras, que según Henry y Aranda-Gómez (2000) afecta a esta zona.

5.2.1 Dominios y Lineamientos Gravimétricos

Se realizó una clasificación en dominios gravimétricos de la Anomalía de Bouguer Completa con el objetivo de realizar la interpretación cualitativa en el cual se obtuvieron 2 diferentes dominios, éstos indican la distribución de las principales unidades geológicas, así como varios lineamientos gravimétricos que reflejan las principales fallas de origen profundo, indicados con los números I y II, diferenciados de acuerdo a su gradiente gravimétrico (Figura 27).

A partir de los datos gravimétricos se interpretaron indirectamente rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo la distribución y naturaleza de las rocas ocultas, tales como intrusivos, rocas sedimentarias y metamórficas, rocas volcánicas y fallas profundas; rasgos obtenidos en base al contraste de densidades de los materiales del subsuelo, originado éste por la composición mineralógica de las rocas.

Dominio Gravimétrico I (DAM I). Se atribuye a la presencia de depósitos de sedimentos de aluvión y coluvión del cuaternario. Se observa la presencia de dos zonas de bajo gradiente, los cuales varían en un rango de intensidades de -179mGal a -130mGal, ubicados, el de mayor dimensión en la parte NW del mapa, y el de menor dimensión se ubica en la parte SE, teniendo una orientación preferencial NNW-SSE.

Dominio Gravimétrico II (DAM II). Se atribuye que puede deberse a un levantamiento del basamento, el Dominio Gravimétrico II es una zona de gradiente máximo, el cual varía en un rango de intensidades que van desde -129mGal hasta -108mGal, se ubica en la parte central del mapa el cual en superficie afloran Tobas Riolíticas y Basaltos del Terciario.

Los lineamientos gravimétricos están representados por líneas interrumpidas y se interpretan como zonas de debilidad o fallas geológicas y/o contactos litológicos y/o fracturas, cabe mencionar que es probable que en superficie no se manifiesten.

Se detectaron dos sistemas de lineamientos principales, los cuales presentan una orientación general NW-SE.

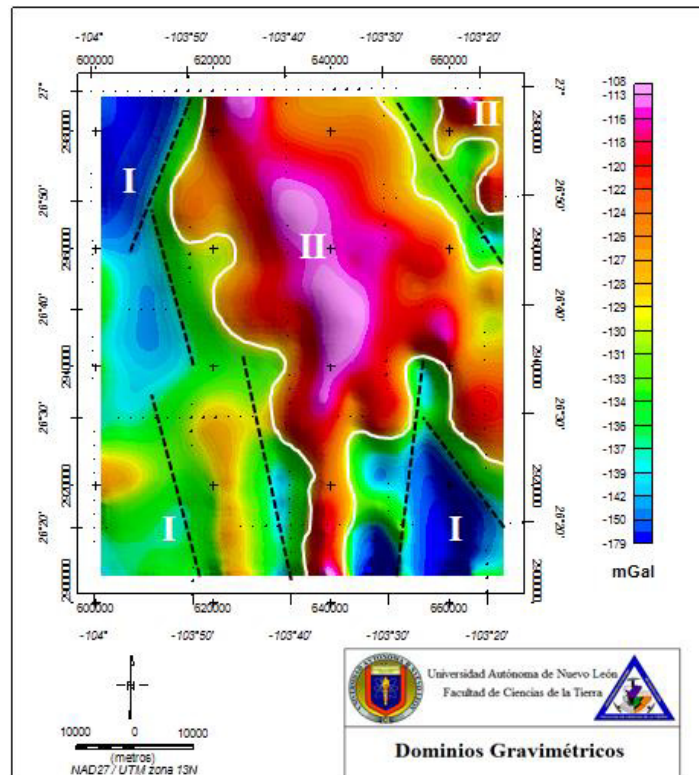


Figura 27. Mapa Gravimétrico con clasificación de Dominios Gravimétricos, para la Zona del Silencio, Durango.

Se utilizaron las anomalías gravimétricas como indicador de la topografía del basamento (Figura 28), para el cual las anomalías relativamente negativas muestran bajos y anomalías relativamente positivas muestran altos del basamento.

De manera general, el análisis permitió distinguir tres bloques de basamento separados por dos sistemas de fallas con una orientación NNW-SSE.

En la parte central del mapa se aprecia un alto estructural, seguido de dos bajos estructurales, estos paralelos a los lineamientos descritos anteriormente.

Se puede visualizar de manera general un fallamiento de tipo normal que afecta a las capas más superficiales, a la capa sedimentaria y al basamento; se interpreta que están relacionados con la presencia de *horst* y *graben*, de la provincia extensional Cuencas y Sierras, que según Henry y Aranda-Gómez (2000) afecta a esta zona.

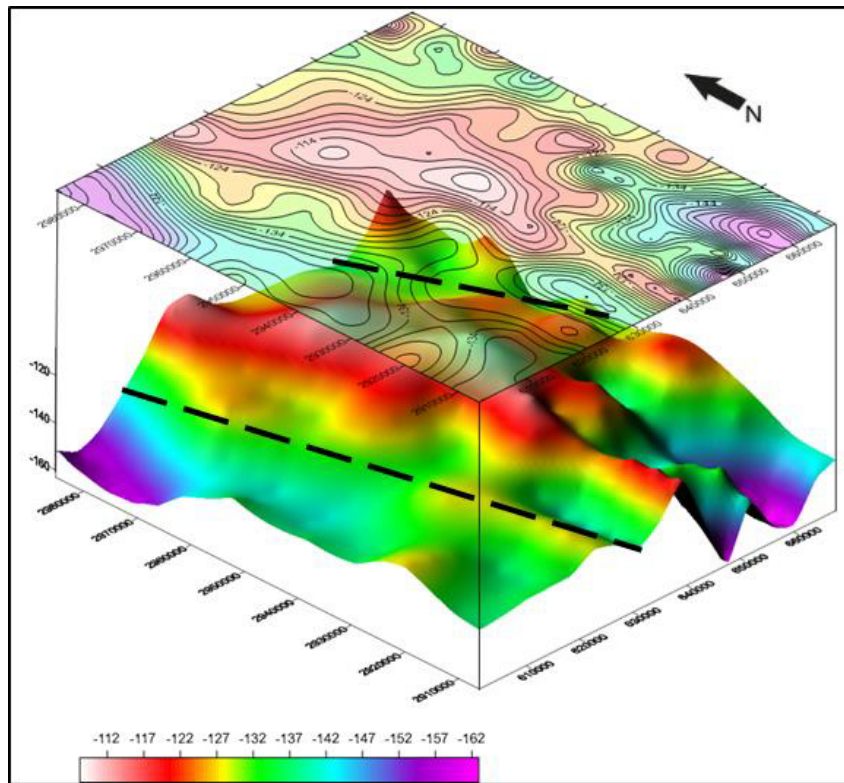


Figura 28. Mapa gravimétrico 2D y 3D como indicador de topografía de basamento. Se muestran dos sistemas de fallas NNW-SSE (línea negra discontinua) para la Zona del Silencio, Durango.

5.3 AEROMAGNETOMETRÍA

Los campos magnéticos y gravitacionales son campos potenciales, por lo que tienen mucho en común y generalmente utilizan técnicas similares en su interpretación. Por lo general, el método magnético es más complejo debido a que el campo magnético es dipolar, mientras que el gravimétrico es monopolar. El efecto de ambos métodos nos permite identificar anomalías gravimétricas y magnéticas originadas por efectos regionales y cuerpos locales (Telford *et al.*, 1990).

El conjunto de datos magnéticos fue copiado en Excel Office 2010 Microsoft, donde se filtró la información textual innecesaria y se organizó en variables independientes X, Y, Z, formato necesario para ser copiado en cualquier otro programa de computación.

Los datos provenientes de Excel se copiaron en una hoja de datos de Grapher 8, *Golden Software Inc.* (2009), para ser guardados posteriormente con la extensión “.DAT”. El proceso de copia de los datos de Excel a Grapher se realizó ya que Excel permite en cada hoja de trabajo el manejo de sólo 64400 datos aproximadamente, cantidad que resulta insuficiente en el manejo de datos provenientes de adquisiciones a gran escala. De esta manera se crea la base de datos de los mapas en formato “.DAT” en Grapher, la cual permite la aplicación de otros análisis y procesamiento de los datos.

5.3.1 Anomalías Aeromangéticas

A partir de la base de datos construida para el área de estudio, se generó a través de la extensión *MAGMAP Filtering* del programa *Oasis Montaj* (*Geosoft Inc.*, 2007), el mapa de las anomalías causadas por el campo magnético residual (Figura 29), ya que en nuestro caso de estudio, los datos obtenidos del Servicio Geológico Mexicano, no correspondían al Campo Magnético Total (CMT). Se utilizó como método de interpolación el de Mínima Curvatura “Rangrid” el cual calcula los valores de la malla o “grid” en base a la distancia promedio inversa de los datos dentro de un radio definido.

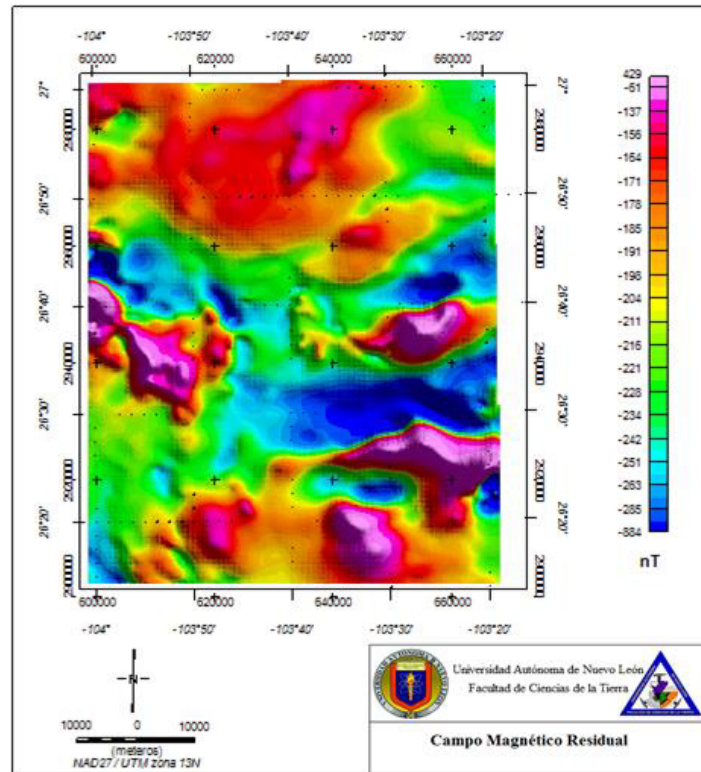


Figura 29. Mapa de las Anomalías causadas por el Campo Magnético Residual para la Zona del Silencio, Durango.

5.3.2 Filtros

Las técnicas de suavizado, filtrado y realce de anomalías utilizadas en el procesamiento de los datos gravimétricos son semejantes al procesado magnético, a excepción del filtro de reducción al polo, la cual es particular de los datos magnéticos. Los filtros utilizados también se encuentran en el dominio de la frecuencia, por lo que, también se hace uso de la transformada de Fourier. La aplicación de estos filtros a los datos magnéticos es a través de la extensión *MAGMAP Filtering* del programa *Oasis Montaj* (Geosoft Inc., 2007).

Una de las técnicas utilizadas en los datos aeromagnéticos, es la reducción al polo magnético (Figura 30), con la cual se puede remover la influencia de latitud magnética y así, mejorar la interpretación. El filtro de reducción al polo, fue desarrollado por Baranov (1957) y mejorado por Battarchy (1965). Esta técnica reduce el efecto bipolar de las anomalías magnéticas, por lo que su uso es exclusivo para este tipo de datos, consiste en simular como si la fuente geológica estuviera ubicada en el polo magnético y mejora la definición de la geometría representativa de los cuerpos anómalos. Al aplicar esta técnica se requiere conocer los ángulos de inclinación y declinación magnética para la localidad en estudio, pues la respuesta magnética cambia con respecto a la latitud magnética.

Para aplicar la reducción al polo la extensión *MAGMAP Filtering* del programa *Oasis Montaj* procesa los datos aeromagnéticos según la siguiente ecuación:

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D-\theta)}{[\sin(I_a + i \cdot \cos I \cdot \cos(D-\theta))]^2} \quad (5-4)$$

$$\text{si } I_a < I \rightarrow I_a = I$$

Donde:

I = Inclinación magnética

D = Declinación geomagnética

I_a = Inclinación por corrección de amplitud

θ = Latitud

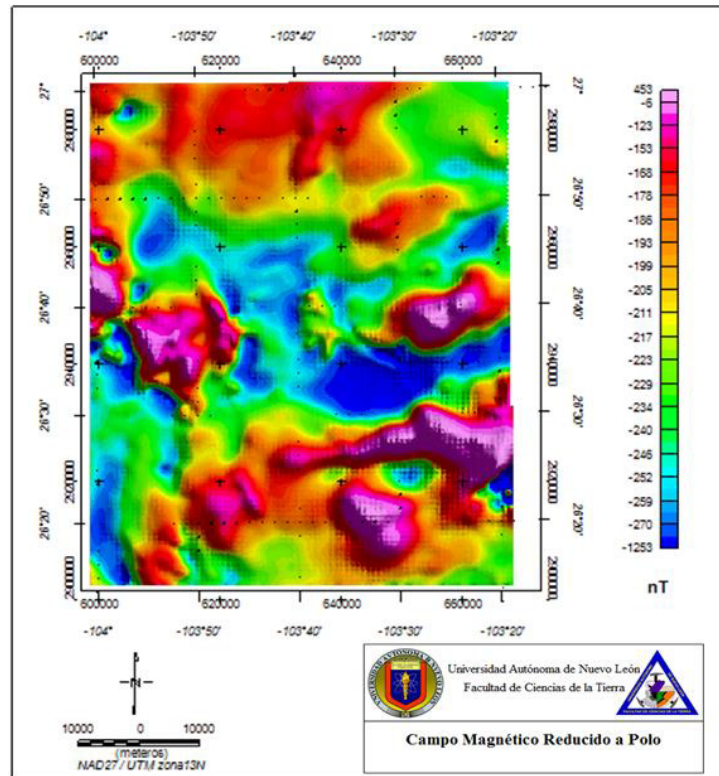


Figura 30. Mapa de anomalías del campo magnético reducido a polo para la Zona del Silencio, Durango.

5.3.3 Continuación ascendente y Primeras derivadas

La medición del campo magnético sobre la superficie puede ser usada para predecir el campo a cualquier nivel, ya sea por encima o debajo del plano de observación. Esta es la base de los métodos de continuación ascendente y descendente, en los cuales el campo potencial por encima o debajo del plano original de medición se calcula con el fin de acentuar los efectos de estructuras profundas o someras, respectivamente.

En el procesamiento de datos magnéticos, es útil la aplicación de derivadas horizontales y verticales, pues permiten el realce de las anomalías vinculadas a cuerpos someros. Estas derivadas amplifican la longitud de onda corta y acentúa gradientes a lo

largo de los límites de fuentes magnéticas someras, por lo que también se utilizan para localizar límites de los cuerpos magnéticos y realce en fuentes someras (Dobrin, 1961; Dobrin y Savit, 1988).

La aplicación de la técnica continuación ascendente permitió determinar la forma de la variación magnética regional sobre el área de estudio. Esta fue realizada a un nivel de 250 m sobre la superficie de medición, generando así dos mapas, Primera Derivada horizontal de la Reducción al Polo, ascendida a 250 m (Figura 31) y Primera Derivada vertical de la Reducción al Polo, ascendida a 250 m (Figura 32), que contienen ambos datos, es decir, la altura de vuelo y la altura utilizada en el filtro de continuación ascendente.

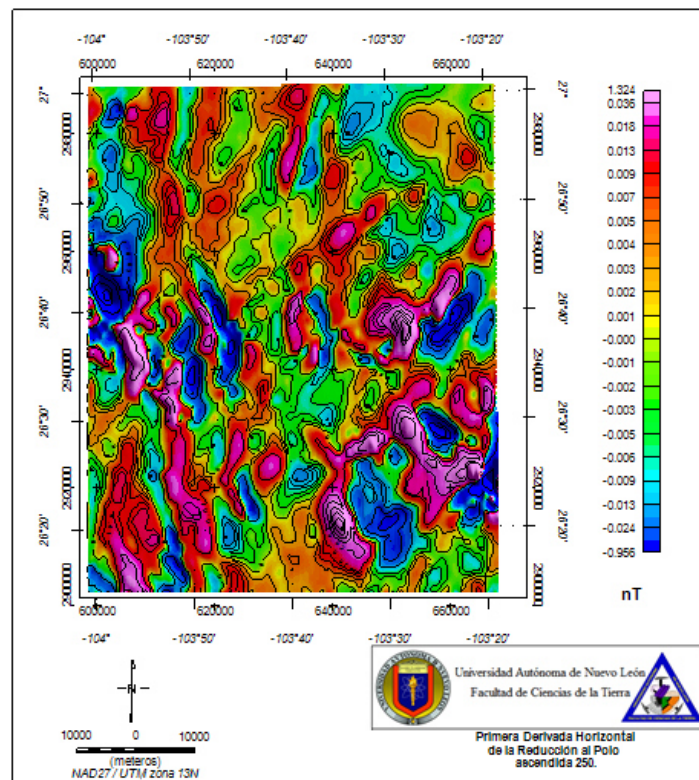


Figura 31. Primera Derivada Horizontal de la Reducción al Polo, ascendida a 250 m para la Zona del Silencio, Durango.

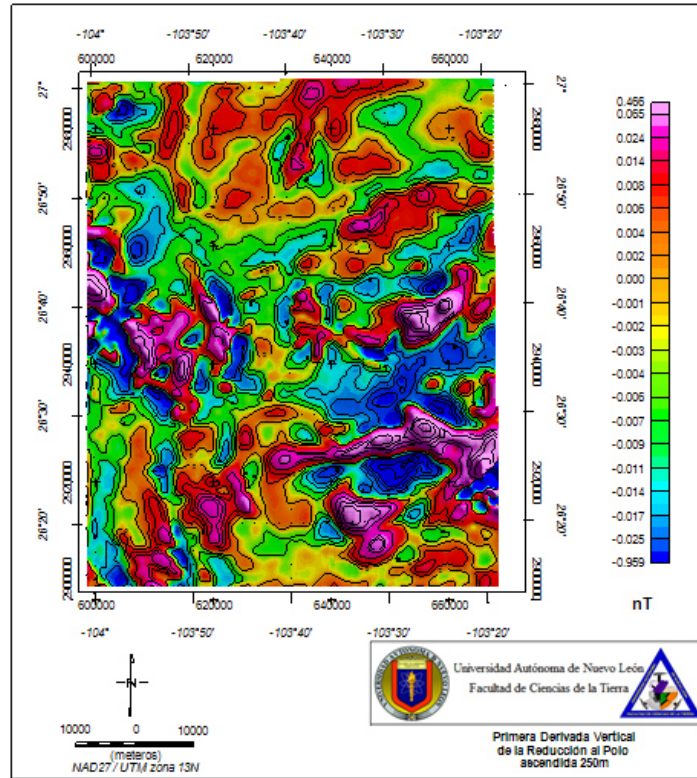


Figura 32. Primera Derivada Vertical de la Reducción al Polo, ascendida a 250 m.

5.4 INTERPRETACIÓN

Las anomalías magnéticas presentan una orientación principal WNW-ESE, las cuales se relacionan con la fábrica de basamento definida con el fallamiento profundo de edad Pérmico-Triásico-Jurásico de orientación WNW-ESE (p.j.Falla de San Marcos, Falla La Babia (Figura 33).

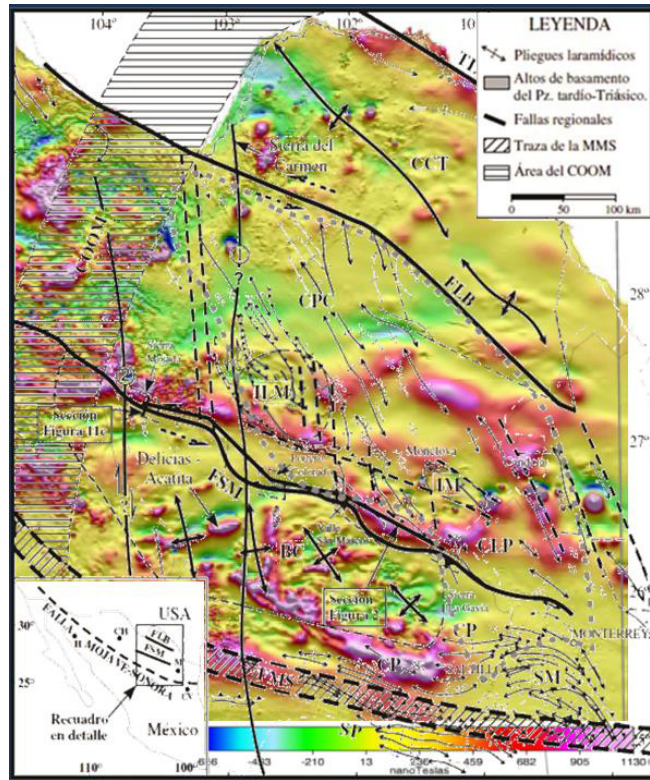


Figura 33. Mapa Aeromagnético con estructuras mayores (SGM, 2013 Chávez Cabello *et al.* 2005.)

En el mapa del Campo Magnético Reducido a Polo (Figura 30) al NW se observa un dominio magnético de -200 a -150 nT, el cual presenta forma irregular. En la parte SE del mapa, se puede observar un segundo dominio magnético de -200 a 400 nT, que se encuentra afectado por lineamientos magnéticos que prácticamente rodean este complejo magnético.

Mientras que la parte central de la carta magnética se puede identificar una faja de valores intermedios que van desde -300 hasta -200 nT, con una distribución uniforme.

El campo residual (Figura 29) corresponde a ondas cortas o altas frecuencias, producto de estructuras someras. Este mapa es muy parecido al de reducción al polo, debido a que los datos obtenidos fueron de anomalía residual, como lo explicamos anteriormente. En este caso podemos dar la misma interpretación.

En los mapas de Primera Derivada Horizontal de la reducción al polo, ascendida a 250 m (Figura 31) y Primera Derivada Vertical de la reducción al polo, ascendida a 250 m (Figura 32) se observa una distribución caótica de altos y bajos magnéticos, esto como resultado de la presencia de sedimentos magnéticos.

5.4.1 Dominios y Lineamientos Aeromagnéticos

Se realizó la clasificación en dominios magnéticos del Campo Magnético Residual con el objetivo de realizar la interpretación cualitativa en el cual se obtuvieron 5 diferentes dominios magnéticos que indican la distribución de las principales unidades geológicas, así como varios lineamientos magnéticos que reflejan las principales fallas de origen profundo indicados con los números I, II, III, IV, V, diferenciados de acuerdo a su gradiente magnético y amplitud dipolar (Figura 34)

A partir de los datos aeromagnéticos se interpretaron indirectamente rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo la distribución y naturaleza de las rocas ocultas, tales como intrusivos, rocas sedimentarias y metamórficas, rocas volcánicas y fallas profundas; rasgos obtenidos en base al contraste de susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo, originado éste por la composición mineralógica de las rocas.

Dominio Aeromagnético I (DAM I). Se atribuye a rocas intrusivas de composición félsica a intermedia y se caracteriza por una respuesta con monopolos y dipolos magnéticos, presenta una intensidad que varía de -240-60 nT.

Un amplio dominio I se ubica en la porción NW de la carta, en superficie se observan afloramientos de Caliza-Limolita, así como depósitos lacustres y eólicos Cuaternarios.

Se interpreta la presencia de un cuerpo ígneo a profundidad, el cual constituiría parte de basamento magnético. Debido a las dimensiones del cuerpo interpretado, se refiere

que puede estar relacionado con el cuerpo ígneo intrusivo de edad triásica que se ubica bajo la Sierra del Diablo.

En la porción centro sur del mapa se observa un dominio I, presenta forma irregular y se relaciona con calizas y yesos del Cretácico Inferior, así como con depósitos de yeso, aluviales y coluviales cuaternarios.

El Dominio I restante se relaciona con cuerpos intrusivos, los cuales presentan en superficie depósitos lacustres y coluviales, así como calizas y yesos del Cretácico Inferior.

Dominio Aeromagnético II (DAM II). Se atribuye en general a rocas intrusivas de composición intermedia a máfica y se manifiestan por presentar anomalías dipolares de alto gradiente y alta intensidad, que varía de -240 a 450 nT.

Dos dominios magnéticos II se observaron en la parte central de la carta presentando una orientación NE-SW.

El primero se ubica en la parte central de la carta, en superficie afloran calizas y yesos del Cretácico.

El segundo dominio se localiza en la parte central de la carta en superficie afloran rocas sedimentarias Cretácicas y depósitos de yesos Cuaternarios.

Basándose en la respuesta magnética se interpreta que puede constituir parte del Complejo basal pre-Jurásico que está constituido principalmente de granodioritas de edad permio triásica (Lehmann et al., 1999) así como unidades metamórficas Paleozoicas (Barbosa, et al., 1998) y rocas volcano-sedimentarias de edad pérmica (McKee, 1998) el cual aparentemente se encuentra desplazado por lineamientos magnéticos de rumbo NW-SE Y NE-SW interpretados como fallamientos profundos.

El dominio restante se localiza en la parte central de la carta, se interpreta como respuesta a la presencia de basaltos cuaternarios, en superficie afloran depósitos lacustres, calizas y yesos Cretácicos.

Dominio Aeromagnético III (DAM III). Se atribuye a rocas volcánicas de composición intermedia a máfica, representado por dipolos magnéticos distribuidos de forma caótica, con intensidades que varían de -220 a 240 nT presentan pequeña distancia dipolar.

Se interpreta que son respuesta a la presencia de rocas volcánicas terciarias, andesitas, riolitas, así como afloramientos de basaltos Cuaternarios.

El dominio localizado al sur de la carta se relaciona principalmente con la presencia de basaltos terciarios.

Dominio Aeromagnético IV (DAM IV). Se atribuye a rocas volcánicas de composición félsica a intermedia, se relaciona con la presencia de tobas riolíticas y riolitas terciarias.

Dominio Aeromagnético V (DAM V). Se presenta ampliamente en la carta, está representado por variaciones magnéticas suaves que forman zonas de bajo gradiente, presenta intervalos que varían de -1200 a -240 nT. Se atribuye principalmente a rocas sedimentarias.

Los lineamientos magnéticos están representados por líneas interrumpidas y se interpretan zonas de debilidad o fallas geológicas y/o contactos litológicos y/o fracturas, cabe mencionar que es probable que en superficie no se manifiesten. Se detectaron dos sistemas de lineamientos principales, los cuales presentan una orientación general NW-SE Y NE-SW.

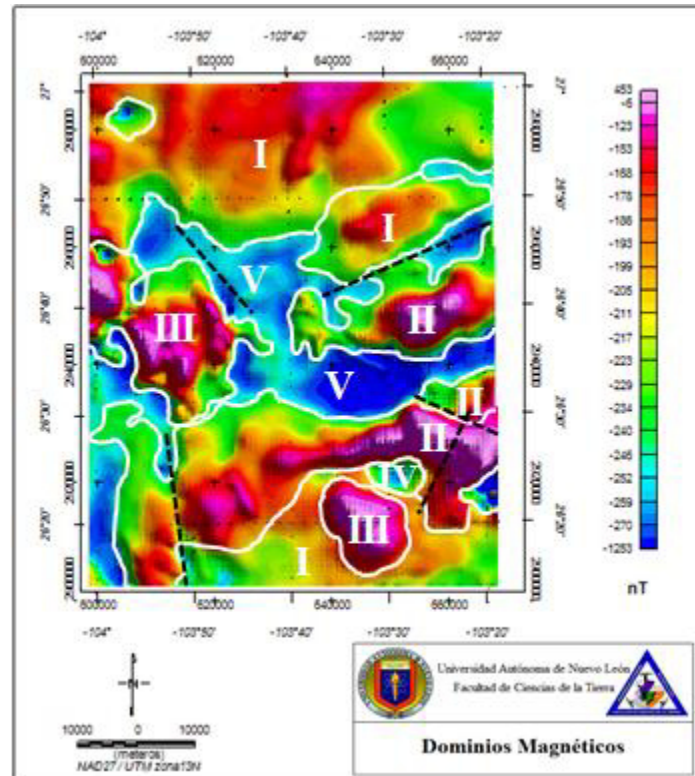


Figura 34. Mapa Aeromagnético con clasificación de Dominios Magnéticos para la Zona del Silencio, Durango.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

Dentro del área de investigación se observa una clara diferencia estructural entre basamento cristalino y relleno sedimentario.

La dirección y configuración de las anomalías gravimétricas y magnéticas son diferentes:

La dirección del campo gravimétrico es generalmente NNW-SSE y refleja la estructura del basamento.

En los mapas de anomalías gravimétricas residuales se observa una tendencia regional con una orientación preferencial NNW-SSE, la cual se puede asociar esta tendencia con la dirección NNW-SSE de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (Eguiluz *et al.*, 1992-2000).

Las anomalías magnéticas presentan una orientación principal WNW-ESE, las cuales se relacionan con la fábrica de basamento definida con el fallamiento profundo de edad Pérmico-Triásico-Jurásico de orientación WNW-ESE.

Hay varias anomalías visibles en la parte norte-central de México. La anomalía más notable se extiende por más de 600 km en dirección WNW a través de varios estados, aparentemente se enmascara por las altas frecuencias relacionadas con el Campo Volcánico de la Sierra Madre Occidental. Esta extensa anomalía corresponde a la Falla de San Marcos, una estructura importante que separa a la Plataforma de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila.

5.1 RECOMENDACIONES

Se recomienda hacer un análisis estructural en el área de estudio, para determinar la profundidad del basamento, utilizando métodos geológicos indirectos superficiales, y de esta manera complementarlo con valores geofísicos y contar con conclusiones más válidas.

Es necesario recolectar muestras en campo, para calcular en el laboratorio los valores exactos de las susceptibilidades magnéticas y densidades de las rocas que se encuentran en el área de estudio y así contar con información más precisa y confiable.

Se recomienda el uso de más métodos geofísicos (MT, Sísmica, etc.) para tener un mejor análisis de la evolución paleogeológica regional del Centro-Norte de México.

BIBLIOGRAFÍA

- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G. 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; Vol. 57, n. 3, p. 187-225.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, Geophysics, vol. XXIX, No. 1, p. 67-79.
- Bartolini, C., & Mickus, K. (2001). Tectonic blocks, magmatic arc and oceanic terrains: a preliminary interpretation based on gravity, outcrop and subsurface data, Northeast-central Mexico en: Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (ed), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics sedimentary basins and petroleum system: AAPG Memoir 75, p. 29-43.
- Blakely, R. (1995). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.
- Cantos, F., (1987): Tratado de geofísica aplicada. Litoprint- Palermo, s.l. Madrid, p.535.
- Charleston, S., (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in: Schmidt, C.I., y Katz, S.B., eds, Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A. 2005. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; Vol. 57, n. 1, p. 27-52.

- De Cserna, Z., Grat, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., (1970), Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1, 33-43.
- DeCserna, Z., Grat, J. L., Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 33-43.
- Denison, R. E., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A., Otto, J. B., 1970, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, en The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin, p. 3-14.
- Dobrin, M., 1961. Introducción a la Prospección Geofísica. Barcelona: Ediciones Omega S. A. 483
- Dobrin, M. B. y C. H. Savit, 1988. Introduction to geophysical prospecting; cuarta edición: Mac Graw Hill, Inc.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G. M., Marret, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 58, p. 1-26.
- Eguiluz, de A.S., 2001. Geologic evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, in: Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantu-Chapa, A. eds, The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum system. American Association of Petroleum Geologist Memoir 75, p. 241-270.

- Estrada, L. A. (2009). herrera . Obtenido de Prospección Magnética : <http://www.herrera.unt.edu.ar/geofisica/Prospeccion%20magnetica%20para%20ingenieros.pdf>
- Ferrari, L., 1998, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California: *Geology*, v. 23, p. 751-754.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M, Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen conmemorativo del Centenario, Vol. 3, p. 343-378.
- Gadallah, M., & Fisher, R. (2009). *Exploration Geophysics*. Houston, USA: Springer, pp. 7-11.
- Geosoft Inc., 2006. Montaj Gravity & Terrain correction: gravity data processing extension for Oasis montaj. Tutorial and user guide.
- Geosoft Inc., 2007. Montaj MAGMAP Filtering: 2D frequency domain processing of potential field data extension for Oasis montaj. Tutorial.
- Geosoft Inc., 2007. Oasis montaj v.6.4.2 (HJ), Standard edition (software).
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., Lehmann, P. J., 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., eds., *Mesozoic*

- Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Boulder, Colorado: Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Haenggi, W. T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.
- Henry, C. D., Aranda-Gomez, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, Vol. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: Tectonophysics, Vol. 318, p. 1-26.
- Humphrey, W. E., Díaz, T., 1954, Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico: Gulf Coast Association Geological, Society Transactions, v. 6, p. 32-34.
- Kearey, Ph., Brooks, M., and Hill, I., (2002): An introduction to Geophysical exploration, Blackwell Publishing, pp. 262.
- Lafehr, T. R., 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. Geophysics, 56 (8), 1179-1184.
- Lawton, F. T., Giles, K. A. 1997, Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, en Field Trip: American Association Petroleum Geologists, Dallas Geological Society, n. 10.
- Mares, S. (1984). Introduction to Applied Geophysics . Czechoslovakia : Kluwer Academic Publishers . pp. 101-124.

- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- Milsom, J. (2003). Field Geophysics . London : John Wiley & Sons Ltd. pp. 51-67.
- Nettleton, L.L., (2008). Elementary Gravity and Magnetism for Geologist and Seismologist. Society of Exploration Geophysics, no. 1, p. 73-85
- Padilla y Sánchez, R.J., (1982): Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Austin Texas, University of Texas (Thesis), p. 217
- Ramírez, R. C., 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.
- Schön, J.H., (2004): Physical Properties of Rocks, Fundamental and Principles of Petrophysics, Ed. Elsevier, v. 18, p. 24-27.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 95, p. 1387-1397.
- Socco, L. V., Foti, S., & Boiero, D. (2010). Surface-wave analysis for building near-surface velocity models . Society of Exploration Geophysicists, pp 37-54.
- Ramírez-Peña, C. F., 2012, Cartografía y análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Telford, W.H., Geldart, I.P., Sheriff, R.E., (1990): Applied Geophysics. Second Edition, Cambridge University Press.

Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 p.

Udías V., A., Mezcua R., J. 1977. Fundamentos de Geofísica. Editorial Alianza. 480.

Vsevolod Yutsis, Yaneth Quintanilla-López, Konstantin Krivosheya, Juan Carlos Montalvo-Arrieta, Gabriel Chávez-Cabello., 2012. Gravity Field Variations Associated with the Buried Geological Structures: San Marcos Fault (NE Mexico Case Study). Journal of Modern Physics, Vol. 3, p. 1239-1242.